

Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées *

*Structural evolution of the Armorican basement
during the Cenozoic deduced
from analysis of continental paleosurfaces
and associated deposits*

Robert WYNS ⁽¹⁾

Mots-clés : Surface érosion, Paléosurface, Paléogène, Vitesse, Subsidence, Exhaussement, Cénozoïque.

Résumé

L'étude morphostructurale régionale basée sur la modélisation de la surface continentale paléogène a permis d'obtenir deux types d'information :

- des valeurs de la **composante verticale locale de la déformation finie**, correspondant à des mouvements relatifs entre blocs voisins ;
- des valeurs de la **composante verticale régionale de la déformation finie**.

De ces deux composantes, seule la composante locale a pu être régionalisée et a permis de restituer des cartes d'amplitude et de vitesses de dénivellation apparentes de bloc à bloc.

En concentrant toute la déformation après 20 Ma (Miocène inférieur), on obtient des vitesses apparentes d'affaissement de 1.10^{-3} à 8.10^{-3} mm/an, avec des valeurs extrêmes de 2.10^{-2} mm/an pour les grabens les plus profonds (Saffré).

Si toute la déformation était concentrée après 2 Ma (période Quaternaire), cas improbable compte tenu de l'âge du remplissage des bassins et grabens, les valeurs ci-dessus ne seraient augmentées que d'un ordre de grandeur : affaissements de 1.10^{-2} à 8.10^{-2} mm/an, valeurs extrêmes de 2.10^{-1} mm/an pour les grabens les plus profonds.

La confrontation de la géométrie des paléosurfaces et de la répartition des faciès continentaux et marins associés avec les altitudes des paléoniveaux marins depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'Actuel nous conduit à proposer l'hypothèse d'un bombement régional de 120 à 150 m vers la limite Crétacé-Tertiaire.

Ce bombement n'était que partiellement résorbé au Miocène moyen, mais il l'est sans doute complètement depuis le Pléistocène.

Un tel bombement pourrait être mis en relation avec des ondulations lithosphériques à grand rayon de courbure initiées dans l'avant-pays de la plaque Eurasie, lors du rapprochement Eurasie/Ibérie vers la limite Crétacé-Tertiaire.

Abstract

Two types of data have been obtained through the modelling of the Paleogene continental surface, using morphostructural methods.

- values of the **local vertical component** of finite deformation (relative movements between adjacent blocks).
- values of the **regional vertical component** of finite deformation.

* Manuscrit reçu le 5 février 1991, accepté le 28 décembre 1991. Étude ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) (Contrat n° 911 00A 135A).

(1) BRGM Département cartes et synthèses géologiques, 10, rue Henri-Picherit, 44300 Nantes.

These two components must be added to obtain the total vertical finite deformation.

If the whole deformation is concentrated after 20 Ma (Early Miocene), the average subsidence velocities appear to vary between 1.10^{-3} mm/year and 8.10^{-3} mm/year, reaching extreme values of 2.10^{-2} mm for the deepest grabens (Saffré, north of Nantes).

If the whole deformation were to be concentrated during the past 2 Ma (i.e. the Quaternary) which is rather improbable considering the age of the sediments filling the grabens and basins, the previous values would increase to 1.10^{-2} to 8.10^{-2} mm/year, with extreme values of 2.10^{-1} mm/year for the deepest grabens.

The comparison of the geometry of paleosurfaces with the distribution of marine and continental deposits, correlated with the paleo-sea levels since the Early Cretaceous (eustatic curves), suggests a regional uplift of 120 to 150 meters that took place sometime around the Cretaceous-Tertiary boundary. This uplift was partially resorbed by Middle Miocene time and had completely disappeared by the Early Pleistocene.

This uplift could have been the result of a lithospheric undulation now disappeared which may have been the underlying cause that created the Armorican graben system.

Introduction

1. Contexte et objectifs de l'étude

Cette note présente les résultats d'une étude réalisée en 1989 à la demande de l'Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs (ANDRA) (Contrat n° 911 00A 135A).

L'objectif était d'analyser l'évolution tectonique récente de la partie orientale du Massif armoricain, afin d'une part d'essayer de quantifier l'amplitude des éventuelles déformations, et d'autre part de mieux cerner les mécanismes responsables de ces déformations.

2. Méthode choisie

Le contexte géologique régional ainsi que les études réalisées précédemment ont montré que, dans ce domaine de socle hercynien pénéplané, les paléosurfaces d'érosion continentales sont les objets géologiques les mieux à même de permettre une quantification de l'évolution tectonique et morphologique de la région depuis le Mésozoïque jusqu'à l'Actuel. La démarche s'est déroulée en 2 étapes.

a) Première étape

— Choix d'une paléosurface suffisamment bien représentée dans la région pour pouvoir être utilisée comme surface-repère.

— Réalisation d'une carte des altitudes actuelles de cette paléosurface.

— Analyse de la carte obtenue et de la répartition des sédiments et des altérations associés à cette surface.

— Réalisation, à partir de l'analyse précédente, d'une carte altimétrique représentant la paléosurface dans son état initial (avant déformation).

La comparaison de ces deux cartes (état initial et état actuel) permet d'apprécier de manière semi-quantitative l'amplitude verticale des déformations de courte longueur d'onde (*composante verticale locale de*

la déformation finie), correspondant aux mouvements relatifs entre blocs voisins.

b) Seconde étape

Confrontation entre, d'une part, la géométrie actuelle des différents témoins conservés des paléosurfaces continentales mésozoïques et cénozoïques et des sédiments et altérations associés et, d'autre part, les altitudes (par rapport au 0 actuel) des niveaux marins contemporains de ces paléosurfaces. Cette confrontation a pour but de vérifier la compatibilité ou l'incompatibilité entre l'altitude actuelle des paléoaltérations et des sédiments marins et continentaux et l'altitude des paléoniveaux marins ; elle permet d'apprécier l'amplitude verticale des déformations de grande longueur d'onde (*composante verticale régionale de la déformation finie*).

Les résultats obtenus lors de ces deux étapes, confrontées aux données géologiques, permettent de proposer un modèle d'évolution géodynamique nouveau pour cette région pendant la période cénozoïque.

3. Limites géographiques de l'étude

L'étude concerne la partie est du Massif armoricain et la bordure ouest du bassin de Paris (fig. 1), s'étendant sur un quadrilatère de 169 km du nord au sud et 209 km d'est en ouest, soit plus de 35 000 km², allant approximativement de Dinan à Mortagne-au-Perche et de Pornic à Tours.

Les coordonnées extrêmes de la zone, dans la projection Lambert II étendue, sont les suivantes :

$$\begin{aligned} 259 < x < & 468 \\ 2\,241 < y < & 2\,410 \end{aligned}$$

La zone d'étude a été choisie volontairement de grandes dimensions (environ 65 coupures à 1/50 000) de manière à avoir une vision régionale et à essayer d'appréhender les déformations de grande longueur d'onde.

De plus, l'intégration dans l'étude de la bordure occidentale du bassin de Paris permet de trouver au sein de la série sédimentaire les éléments nécessaires à la datation des paléosurfaces.

4. Moyens utilisés

L'étude est basée sur le traitement informatique d'un modèle numérique de terrain (MNT) représentant l'altitude du sol, à l'aide du logiciel SYNERGIS, développé au BRGM.

Données de base :

Modèle numérique de terrain de l'IGN.

Taille du pixel : 0,500 km.

Taille de la base image : 142.041 pixels.

Logiciel : SYNERGIS version 1.0.

système d'exploitation VMS

gestion d'écran X-WINDOWS.

Matériel : Station de travail VAX 3100,
restitution des images sur traceur couleur à
jet d'encre TEKTRONICS 4695.

Cadre géologique (fig. 1)

La zone d'étude comprend dans son tiers oriental la bordure sédimentaire du bassin de Paris, le reste étant constitué de socle antépermien.

1. La série sédimentaire de la bordure ouest du bassin de Paris

La série jurassique, transgressive sur le socle hercynien et cadomien, débute par du Pliensbachien marin (absence d'Hettangien et de Sinémurien), représenté notamment dans la région d'Alençon. La sédimentation marine se poursuit pendant le Lias, le Dogger et le Malm, avec des lacunes de durée variable.

A la fin du Jurassique, toute la zone émerge ; elle restera exondée pendant tout le Crétacé inférieur, soit une durée de 35 millions d'années.

Les premiers dépôts qui succéderont à cette longue période d'érosion sont des sédiments cénonaniens, à dominante détritique.

Cartographiquement, le Crétacé supérieur est discordant sur le Jurassique, s'avancant assez loin sur le socle hercynien, notamment en Anjou (fig. 1).

La sédimentation marine continuera pendant le Crétacé supérieur, faisant alterner sédiments détritiques et sédiments carbonatés.

Vers la fin du Crétacé supérieur (au cours du Campanien probablement), la bordure occidentale du bassin de Paris émerge et est soumise à l'altération.

Au Tertiaire, la région reste émergée pour l'essentiel. Les témoins de cette période sont des formations détritiques continentales argilo-sableuses et des formations résiduelles d'âges variés parmi lesquelles s'observent des silicifications : « perrons » ou conglomérats continentaux silicifiés, et « grès à Sabalites », témoignant de silicifications d'origine pédogénétique.

A l'Éocène supérieur s'individualisent des petits bassins d'origine tectonique : fossés de Fyé au sud d'Alençon (fig. 22, n° 31), Mansigné — Cérans — Fouilletourte et Ligron au sud-ouest d'Ecommoy (n° 24), bassin de Noyant (n° 20).

Ces bassins, souvent limités par des failles, sont orientés NW-SE et NE-SW ; ils contiennent des sédiments lacustres carbonatés d'âge éocène supérieur à oligocène. Leur remplissage est en général épais de l'ordre de quelques dizaines de mètres.

Le seul dépôt marin paléogène de la zone étudiée est le calcaire d'Auvergne, d'âge stampien (Oligocène), limité au bassin de Noyant (feuilles Le Lude et Noyant).

Le Néogène est bien représenté dans le bassin de Noyant par des faluns marins d'âge burdigalien (Miocène inférieur) à vallésien (= Tortonien, Miocène supérieur), et par de l'Aquitainien marin dans les bassins de Noyant et de Château-la-Vallière.

D'autres gisements de faluns miocènes sont présents en Anjou et en Touraine.

Le Pliocène marin n'est que peu représenté dans la partie sédimentaire de la zone étudiée.

2. Le socle armoricain

Principaux domaines

On peut distinguer du nord au sud, trois principaux domaines :

— *Le bloc mancellien*, limité au sud par le cisaillement nord-armoricain et le bassin de Laval. Ce domaine comprend principalement des granitoïdes cadomiens (540 Ma) recoupant une série briovérienne d'âge protérozoïque supérieur ; quelques synclinaux paléozoïques, discordants sur le socle cadomien, apparaissent dans le nord-est de la zone.

— *Le domaine de Bretagne centrale*, entre le bassin de Laval et l'anticlinorium de Lanvaux (Redon-Angers). Ce domaine comprend une série sédimentaire dite « briovérienne » dont l'âge protérozoïque est actuellement mis en doute au profit d'un âge cambro-ordovicien. Au-dessus de cette série schisteuse se développe une série paléozoïque diversifiée (gréseuse et schisteuse) allant de l'Ordovicien au Siluro-Dévonien ; cette série est conservée dans de grands synclinaux orientés E-W à N 110°.

— *Le domaine « ligérien »*, au sud d'une ligne Redon — Angers, correspond au domaine orogénique hercynien. On y rencontre des unités allochtones métamorphiques et un microbloc précambrien (plateau des Mauges).

Les grandes discontinuités structurales

Les principaux accidents relèvent de l'histoire finihercynienne :

a) Accidents WNW-ESE

— Cisaillement nord-armoricain orienté N 100, se prolongeant vers l'est par le bassin carbonifère en « pull-apart » de Laval.

— Zone ductile dextre de Lanvaux — Les Ponts-de-Cé (N 110).

— Cisaillement sud-armoricain, à caractère ductile dextre (N 130).

L'accident faille de Nort-sur-Erdre — bassin en « pull-apart » d'Ancenis — faille du Layon (N 110), a

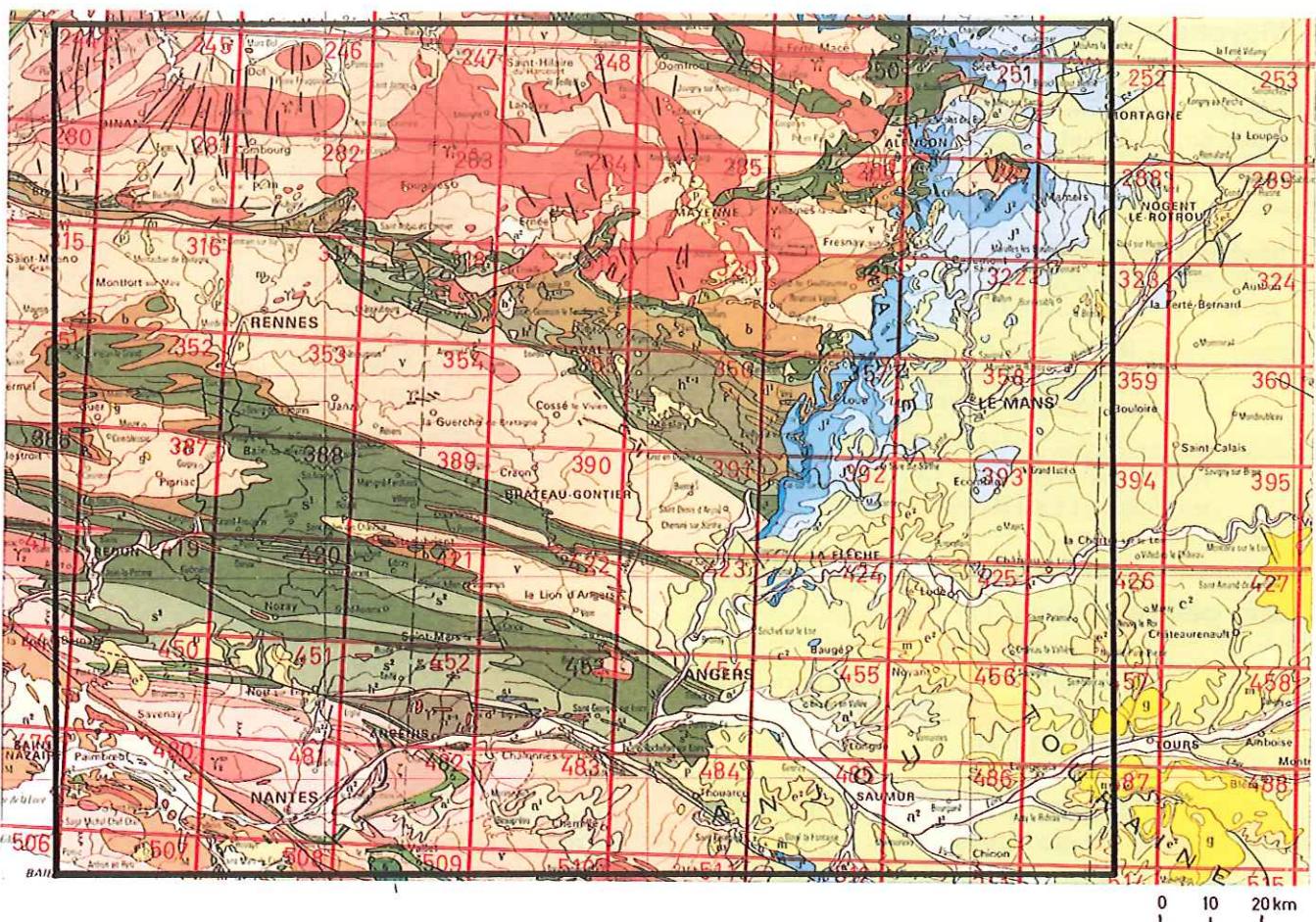


Fig. 1. - Cadre de l'étude, d'après la carte géologique de la France à 1/1 000 000. (En rouge : découpage des cartes géologiques à 1/50 000 ; Éditions du BRGM).

Fig. 1. - Study area outlined on an extract of the 1:1,000,000-scale Geological Map of France. (In red: 1:50,000-scale geological map sheets).

probablement une histoire complexe avec un premier jeu senestre au début du Carbonifère (création du bassin d'Ancenis) puis réactivation en cisaillement dextre par la suite.

b) Accidents NNW-SSE

Des accidents cassants orientés N 150 à N 170 à composante décrochante dextre ont affecté le Massif armoricain probablement lors des ultimes serrages fin-hercyniens. Ils sont bien visibles en Bretagne centrale où ils décrochent les synclinaux paléozoïques.

c) Accidents NE-SW

Cette direction, bien représentée par la petite et la moyenne fracturation dans la bordure du bassin de Paris, ne correspond à aucun accident hercynien majeur, hormis dans le bloc mancellien où des accidents de cette direction, limitant les synclinaux paléozoïques situés entre Alençon et Vitré, représentent des digitations du cisaillement nord-armoricain.

Évolution post-paléozoïque du domaine armoricain

En dehors des abords du bassin de Paris, le Jurassique et le Crétacé ne sont pas connus.

La période tertiaire nous est un peu mieux connue :

Sur les plateaux coiffant les synclinaux de Bretagne centrale, des altérites et des cuirasses latéritiques sont attribuées au Paléogène (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1967).

Des bassins d'effondrement, généralement situés le long d'accidents hercyniens NNW-SSE, ont permis la conservation de sédiments tertiaires.

Les plus anciens connus sont yprésiens et lutétiens : bassin de Chéméré au sud-ouest de Nantes (fig. 22, n° 18), bassin de Saffré (n° 12), bassin de Campbon au nord de Savenay (n° 11).

Toutefois, l'essentiel du remplissage de ces grabens est attribuable à l'Éocène supérieur et à l'Oligocène.

Le Miocène et le Pliocène marins sont représentés soit par des placages sur le socle, soit dans des bassins d'effondrement.

Les « Sables rouges » de Bretagne correspondent à une appellation imprécise du point de vue stratigraphique, utilisée pour désigner des sables généralement marins ou estuariens plus ou moins rubéfiés, azoïques.

La fourchette d'âges possibles pour ces sables va, selon les régions, du Cénomanien au Plio-Quaternaire.

Le Pliocène marin caractérisé paléontologiquement (Anjou, région nantaise, bassin de Rennes) est inclus dans un étage régional, le « Redonien », défini à Apigné, près de Rennes ; cet étage n'ayant pas été défini dans une série continue, sa position stratigraphique exacte a fait l'objet de nombreuses discussions.

Actuellement la plupart des stratigraphes semblent s'accorder pour le situer au Pliocène, en distinguant d'après le contenu paléontologique et les isotopes de l'oxygène, un Redonien « chaud », un Redonien « intermédiaire » et un Redonien « frais ». Ce dernier, bien représenté en Anjou et dans la région nantaise, a pu être daté par la palynologie du passage Reuvérien-Prétiglien (Courbouleix *et al.*, 1989) situant cet épisode vers 2,5 Ma.

Les grabens tertiaires

Un certain nombre de grabens à remplissage terriaire accidentent la zone étudiée.

Les plus remarquables donnent lieu à une anomalie gravimétrique légère comprise en 5 et 10 mgal (fig. 2 et 3) reflétant des épaisseurs très importantes de remplissage sédimentaire.

Seul le bassin de Saffré, au nord de Nantes (fig. 22, n° 12, anomalie de 12 mgal), a été traversé par un sondage qui a rencontré 330 m de sédiments (fig. 4).

Le graben de Nort-sur-Erdre (n° 13), et plus encore celui de Rennes (n° 3), sont caractérisés par des anomalies gravimétriques légères nettement plus intenses que celle du bassin de Saffré.

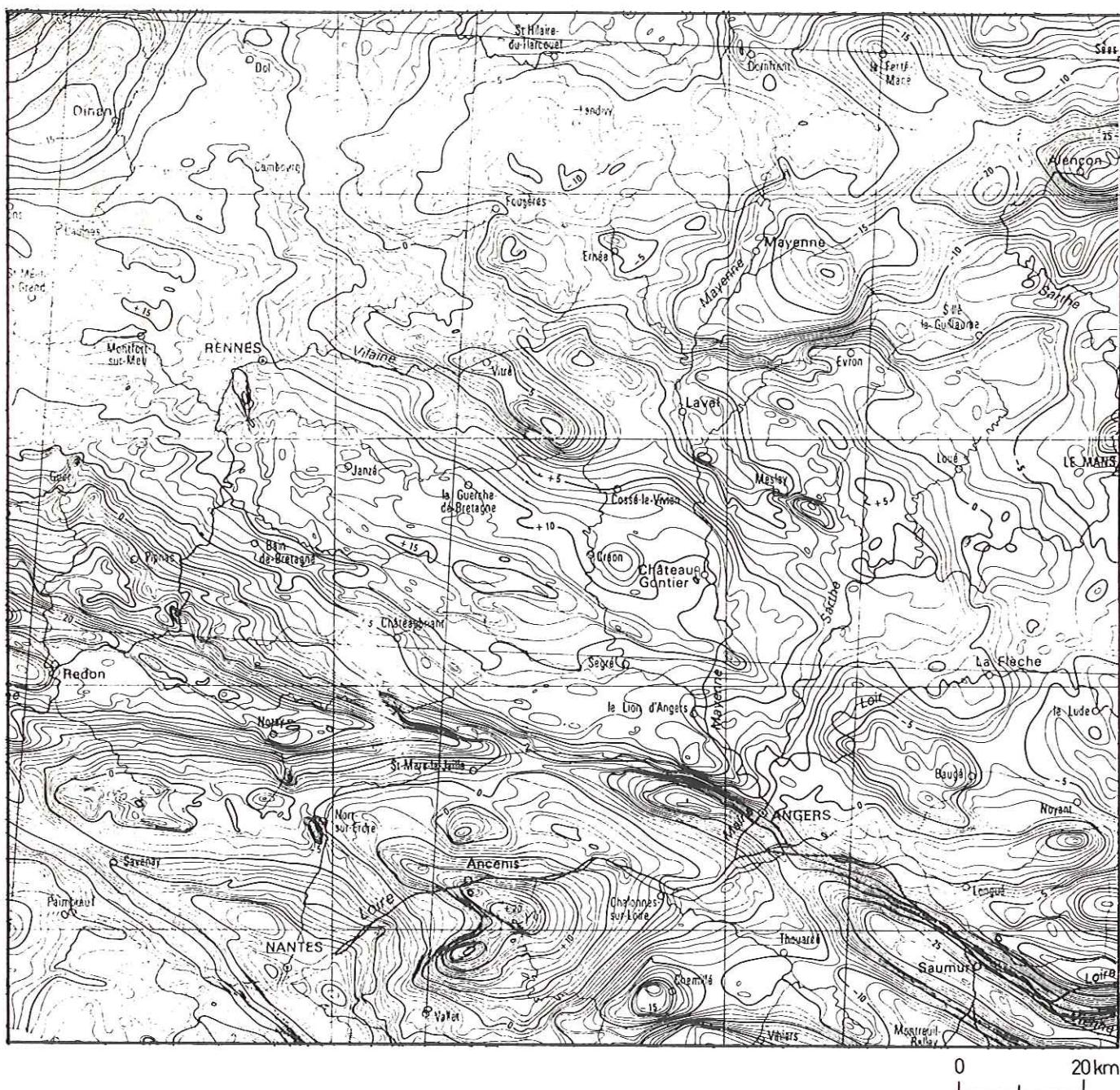


Fig. 2. - Carte gravimétrique (d'après Mémoire BRGM, n° 52, 1967).
Fig. 2. - Gravity map (after BRGM Mémoire No. 52, 1967).

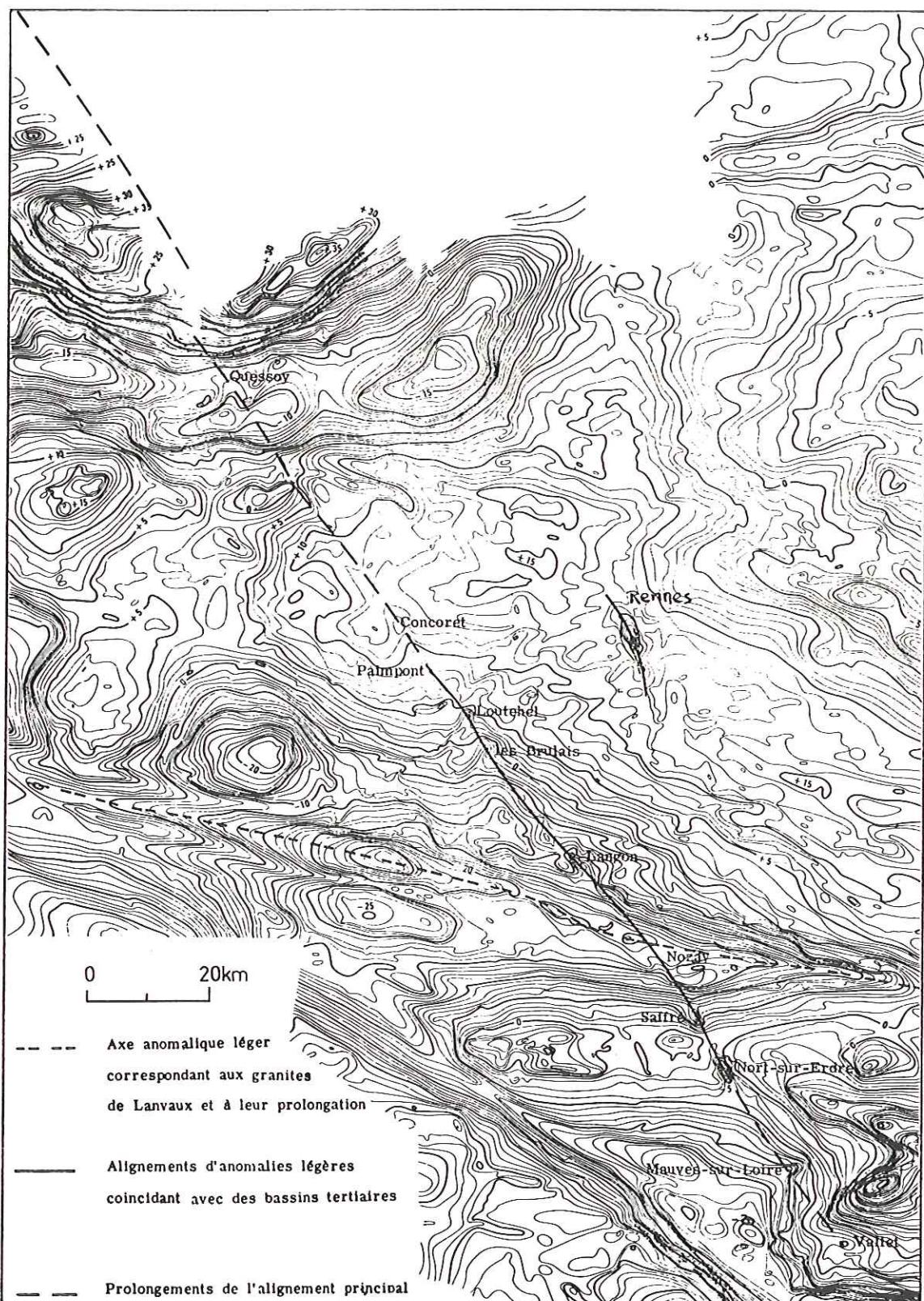


Fig. 3. - Signature gravimétrique des grabens tertiaires jalonnant l'accident Quessoy — Nort-sur-Erdre et du bassin de Rennes (d'après Jaeger, 1967).

Fig. 3. - Gravity signature of the Tertiary grabens lining the Quessoy — Nort-sur-Erdre fault and the Rennes basin (after Jaeger, 1967).

Diverses modélisations permettent de leur attribuer une profondeur de l'ordre de 500 m (Jaeger et Corpel, 1967).

Les grabens sont généralement situés ou alignés sur des accidents hercyniens NNW-SSE. Le plus important

est l'accident Quessoy — Nort-sur-Erdre (Jaeger, 1967 ; fig. 3), qui traverse la Bretagne du nord-ouest au sud-est et se prolonge en mer vers le nord où il constitue la limite ouest du golfe de Saint-Malo ; vers le sud, il vient buter contre l'accident sud-armoricain à l'ouest de Clisson.

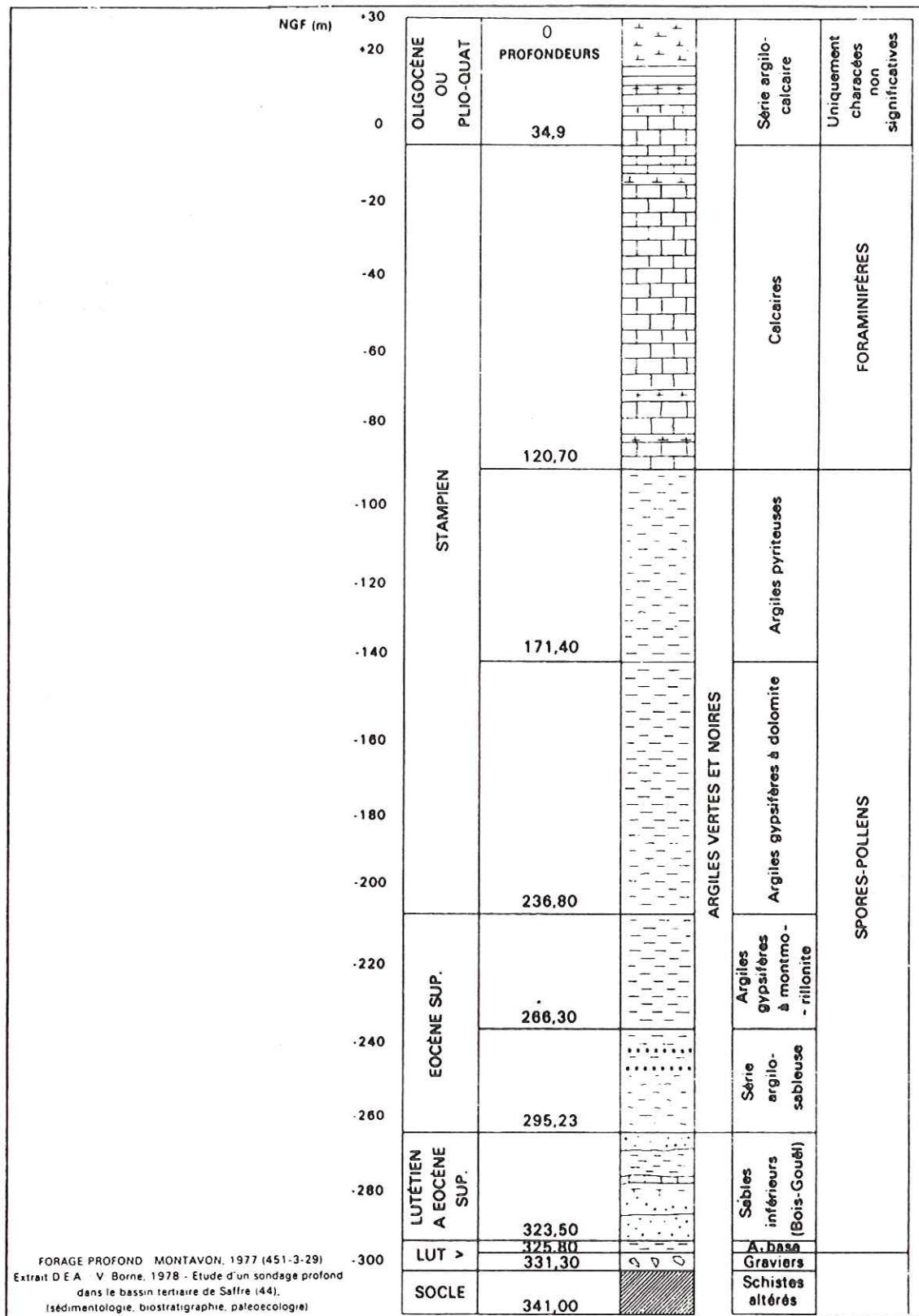


Fig. 4. - Coupe du sondage de Montavon dans le graben de Saffré (Loire-Atlantique). Extrait de la notice de la carte géologique Nort-sur-Erdre à 1/50 000.

Fig. 4. - Section through the Montavon drill hole in the Saffré graben (Loire-Atlantique). Extract from the explanatory notice to the 1:50,000-scale Nort-sur-Erdre geological map.

Un autre accident remarquable est la faille de Mayenne qui est jalonnée par les bassins tertiaires de Mayenne, Céaucé (fig. 22, n° 36) et les anomalies gravimétriques de Chantrigné (n° 32) et Domfront (n° 38).

Vers le sud, cet accident paraît se relier, par plusieurs accidents en relais, au bassin de Noyant (n° 20).

En bordure du bassin de Paris, des accidents NE-SW, de direction conjuguée aux précédents, sont jalonnés

nés par des grabens tertiaires de même âge (qui paraissent toutefois moins profonds), ainsi que par un chapelet de dômes de Jurassique. Le principal de ces alignements est celui de Nogent-le-Rotrou, La Ferté-Bernard, Ecommoy, Baugé (fig. 1). Un autre graben de direction NE-SW est celui de Fyé au sud d'Alençon (n° 31).

Application régionale du concept de surface d'érosion

1. Introduction

Le concept de surface d'aplanissement, ainsi que les altérations associées ont été brièvement présentés plus haut dans ce volume (Wyns, 1991) ; c'est pourquoi nous n'en reprendrons pas ici la définition.

2. Paléosurfaces et isochrones

Une surface d'érosion continentale peut se maintenir à l'équilibre pendant plusieurs dizaines de millions d'années. On ne peut dans ce cas lui donner un âge précis, mais une *durée* comprise entre l'âge du début de la période d'équilibre et l'âge de la fin de cette période. Par contre, dans le domaine de sédimentation, l'âge de la surface d'aggradation sera celui de la fin de comblement du bassin. L'âge du début de ce comblement sera l'âge de la surface de base de ce bassin, ou plus exactement l'âge du premier dépôt.

Ainsi, dans un bassin, les limites de couches d'un même cycle sédimentaire peuvent être assimilées à des surfaces isochrones. Ce sont ces surfaces qui sont utilisées pour décrire et dater les déformations tectoniques des bassins sédimentaires. En domaine continental au contraire, les surfaces isochrones des bassins avoisinants convergent pour se confondre avec la surface d'érosion continentale ; cette dernière contient donc l'ensemble des surfaces isochrones des bassins sédimentaires contemporains (fig. 5). L'utilisation d'une

paléosurface d'érosion continentale comme surface-repère pour quantifier les déformations tectoniques devra tenir compte de ces particularités.

3. Les principales surfaces d'érosion continentale du Massif armoricain

En première approximation et compte tenu des connaissances actuelles, quatre grandes surfaces d'érosion d'extension régionale peuvent être reconnues dans le Massif armoricain. Là où leur disposition n'a pas été perturbée par des mouvements tectoniques, elles peuvent être caractérisées par leur altitude ; en effet, celle-ci est d'autant plus basse que la surface est plus récente. Ces surfaces ont été décrites à plusieurs reprises (Poirier, 1935 ; Klein, 1973 ; Flageollet, 1977).

La surface préliasique

a) Géométrie

C'est la surface d'érosion sur laquelle reposent les premiers dépôts liasiques, sur la bordure orientale du Massif armoricain. Cette surface, qui est peut-être composite, a été élaborée pendant la période permo-triasique. Elle a été largement affectée par l'ouverture et la subsidence des bassins périarmoricains (golfe de Gascogne et Bassin aquitain, bassin de Paris, Manche) et s'abaisse donc rapidement en direction de ces derniers, selon des plans souvent sensiblement inclinés hachés par des failles. Des témoins de cette surface, scellés par des dépôts liasiques datés, sont connus à des altitudes élevées dans le Haut-Bocage vendéen (220 m à Azay-sur-Thouet, carte à 1/50 000 Parthenay) et en Normandie (260 m à l'ouest d'Argentan, 250 à 330 m à l'ouest d'Alençon, sur la carte à 1/50 000 La Ferté-Macé).

Dans le Massif armoricain, un certain nombre d'éléments de surface plane d'altitude comprise entre 200 et 300 m se raccordent à cette surface préliasique (Haut-Bocage vendéen, Normandie, monts d'Arrée). Il n'est pas impossible que les altitudes comprises entre 300 et 400 m connues dans les monts d'Arrée, les landes du

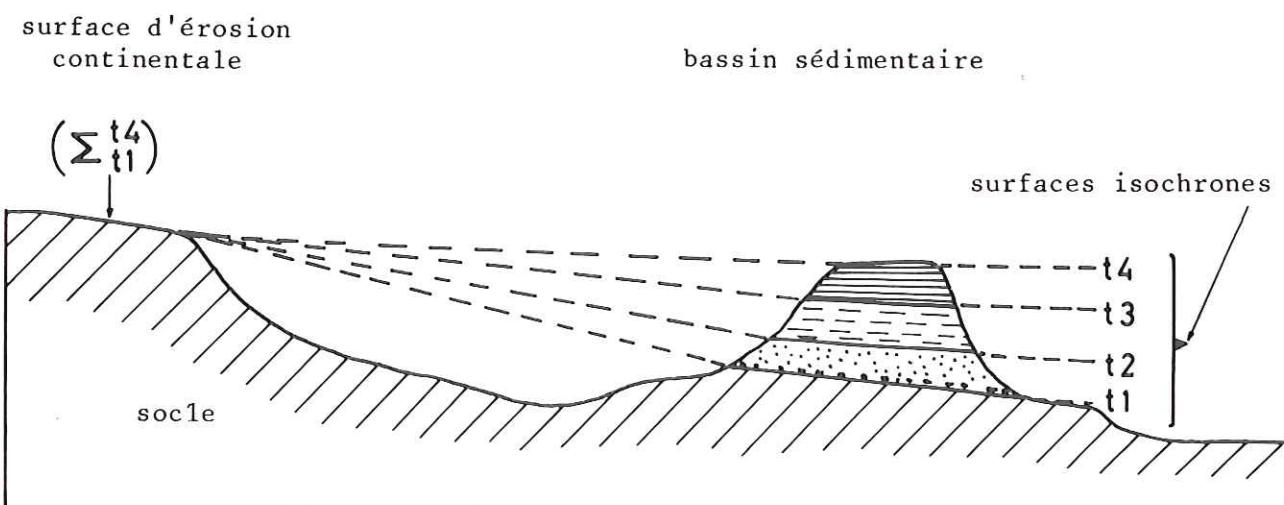


Fig. 5. - Convergence des surfaces isochrones depuis les bassins sédimentaires vers les zones émergées (hauteurs fortement exagérées).

Fig. 5. - Convergence of isochronous surfaces from the sedimentary basins onto the emergent zones (heights strongly exaggerated).

Menez, les Alpes mancelles, les Coëvrons,... soient des vestiges plus ou moins dégradés d'une surface plus ancienne encore (surface prétriasique ?).

b) Altérations associées

Les altérites portées par la surface préliasique n'ont pas encore fait l'objet d'études détaillées dans le Massif armoricain. Toutefois, les quelques données d'observation (Vendée, Haut-Bocage) montrent que le socle y est profondément argilisé.

En Bretagne, les altérites préliasiques ont été très peu étudiées. On peut noter que le gisement de kaolin de Berrien (Finistère) est situé sur une surface d'érosion élevée (270 m) qui est probablement de cet âge ; cette altitude élevée et cet âge ancien permettent de penser que le gisement a dû enregistrer plusieurs périodes d'altération supergène (précénomanien, pré-éocène) qui ont pu contribuer à l'élaboration du kaolin.

La surface précénomanienne

a) Géométrie

Cette surface, scellée par des dépôts datés du Cénomanien, est conservée à des altitudes comprises entre 160 et 200 m le long de la bordure orientale du Massif armoricain. Elle recoupe localement en biseau la surface préliasique là où celle-ci a été déformée par les mouvements tectoniques liés à l'ouverture du golfe de Gascogne (Crétacé inférieur). La surface précénomanienne a elle-même subi des déformations tectoniques

(période fini-crétacée) et a été décalée et basculée par des failles. Le glaciage du Layon est constitué par l'exhumation récente de la surface précénomanienne basculée vers le nord-est (fig. 6), en direction du bassin de Paris.

Dans le nord-est de la région étudiée, de nombreux replats situés entre 180 et 200 m sont scellés par le Cénomanien reposant soit sur le socle hercynien, soit sur le Jurassique (cartes à 1/50 000, Alençon, Villaines-la-Juhel, Fresnay-sur-Sarthe, Sillé-le-Guillaume).

La surface précénomanienne s'est élaborée pendant le Crétacé inférieur.

b) Altérations associées

Quelques profils d'altérites précénomanianes ont été décrits dans le Massif armoricain (exemple : coupe de Viennay, au nord de Parthenay : Steinberg, 1967). Il s'agit surtout d'argilisations à kaolinite dominante. La tranche argilisée est épaisse généralement de 10 m à plusieurs dizaines de mètres, notamment sur granoïdes. Les altérites sont largement exploitées pour briqueterie et tuilerie dans le Choletais et en Gâtine.

La surface paléogène (= surface éocène des auteurs)

a) Géométrie

En bordure du bassin de Paris, cette surface recoupe en biseau les plateaux crétacés puis les

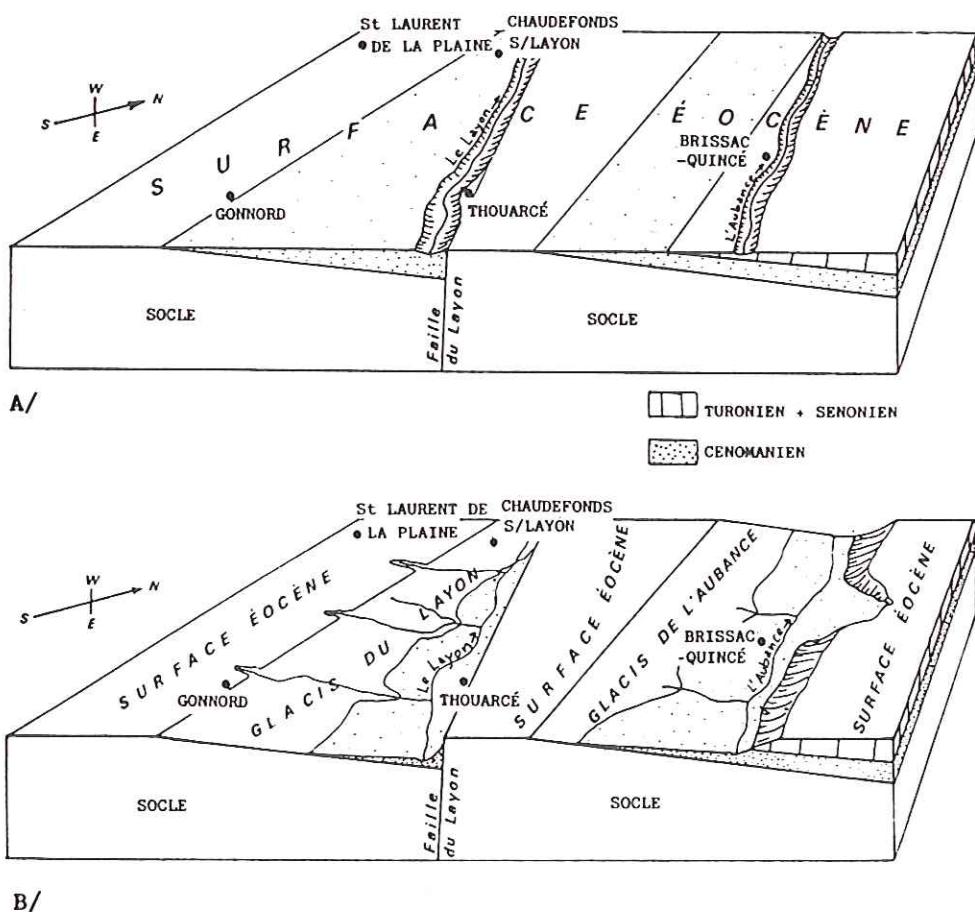
Fig. 6. - Mise en place des glacis du Layon et de l'Aubance par exhumation progressive de la surface infracentomaniennne (carte Thouarcé à 1/50 000).

A : situation initiale : mise en place des drains principaux (pré-Layon et pré-Aubance) sur la surface paléogène ; B : enfouissement du réseau hydrographique par dégagement des sables cénomaniens plus tendres ; les glacis du Layon et de l'Aubance correspondent à la surface infracentomaniennne exhumée.

Fig. 6. - Formation of the Layon and the Aubance glaciages through progressive exhumation of the infra-Cenomanian surface (1:50,000-scale Thouarcé map).

A. Initial situation: formation of the main drainage channels (pre-Layon and pre-Aubance) on the Paleogene surface;

B. Development of the hydrographic network through removal of the softer Cenomanian sand; the Layon and the Aubance glaciages correspond to the exhumed infra-Cenomanian surface.



auréoles jurassiques, et se raccorde dans le domaine du socle hercynien au sommet des plateaux de Bretagne centrale vers + 100 m. En Anjou et dans le Maine, elle correspond à la surface des « Grès à Sabals ».

La surface paléogène ne semble pas avoir subi de basculements d'amplitude régionale, contrairement aux surfaces plus anciennes. Par contre, elle a été fragmentée par la tectonique distensive liée à la formation des grabens tertiaires.

b) Altérations associées

Comme les deux surfaces précédentes, la surface paléogène, là où elle est restée émergée, a subi un climat tropical hydrolisant (période fini-crétacé à éocène inférieur). Le climat devenait plus sec à l'Éocène moyen, puis évoluait à l'Éocène supérieur vers des saisons contrastées. Ces différents types climatiques ont donné des altérations variées dont l'emprise a été conservée par les roches sous-jacentes à cette surface d'érosion. Les altérites de cette période, très développées sur la bordure nord du Massif central, sont connues sous le nom de « Sidérolithe ». Elles sont caractérisées par une oxydation et une kaolinisation des roches, associées à un développement de croûtes, voire de « cuirasses » ferrugineuses (latéritisation). A l'Éocène supérieur, se développent d'importantes silicifications donnant des dalles siliceuses ou gréseuses. Ces silicifications se superposent souvent aux encroûtements ferrugineux où s'établit une concurrence fer/silice. La partie superficielle du sous-sol subit d'importantes transformations accompagnées de néogenèses. Des oxydes de titane peuvent se concentrer par exemple (Thiry, 1981) dans les zones silicifiées ou ferruginées. Les concentrations ferrugineuses peuvent être suffisamment importantes pour avoir un intérêt économique : dans le Massif armoricain, par exemple, de nombreuses carrières exploitent ou ont exploité le minerai de fer de la surface éocène, notamment entre Châteaubriant et Bain-de-Bretagne. Notons que ce minerai provient à l'origine de l'oxydation du minerai de fer oolitique ordovicien, mais que les oxydes de fer se sont étalés largement sur la surface d'érosion, y formant un revêtement localement plurimétrique. Localement, le fer a épigénisé les roches sous-jacentes, notamment les grès.

Les altérites associées à la surface paléogène en Bretagne ont été étudiées par J. Estéoule-Choux (1967).

La surface néogène

a) Géométrie

Cette surface d'érosion se trouve à des altitudes comprises entre 35-45 m et 55 m. Elle constitue généralement des plaines recouvertes partiellement de sédiments sableux datés du Miocène (« Hévétiens ») et du Pliocène (Redonien). Les déformations qui l'affectent sont mal connues : il semble toutefois qu'elle n'a pas subi de basculement, mais qu'elle peut avoir été affaissée à l'approche des grabens comme celui de Nort-sur-Erdre.

L'extension régionale de la surface néogène est assez faible : Anjou, Val-de-Loire, Pays nantais. Elle

est dominée par de nombreux reliefs résiduels dont certains sont couronnés par la surface paléogène.

b) Altérations associées

Les altérations associées à cette surface « néogène » n'ont fait l'objet que de quelques études analytiques (Sellier, 1985). Les quelques observations de terrain effectuées en Anjou et dans la région nantaise semblent montrer que les roches recoupées par ces surfaces sont peu altérées : l'argilisation éventuelle des schistes n'y atteint que quelques décimètres, la rubéfaction reste très superficielle. Cette absence d'altération pénétrative paraît compatible avec un climat qui, de chaud et relativement aride au Miocène, est devenu plus humide mais plus frais au Pliocène puis au Quaternaire.

Analyse géomorphologique régionale

1. Orographie (fig. 7)

Les altitudes de la région étudiée varient entre 0 (niveau de la mer) et + 417 m (mont des Avaloirs, feuille IGN 1/50 000 La Ferté-Macé). Mais 80 % de cette région se trouve à une altitude inférieure à + 120 m.

Parmi les principales vallées, on remarque celle de la Loire, très large en amont d'Angers (val d'Anjou) et très étroite en amont de Nantes. La vallée de la Vilaine, à l'ouest, apparaît très digitée, avec une succession de cluses et de petites plaines plus larges. Vers l'amont, cette vallée débouche sur le bassin de Rennes, large cuvette d'altitude inférieure à 50 m.

Dans l'angle sud-ouest de la zone, l'accident sud-armoricain est nettement marqué par un talus rectiligne de 80 m de commandement ; ce talus constitue la limite sud du plateau nantais qui est incliné en pente douce vers le nord et l'est (« glacis nantais » ; Sellier, 1985). Le plateau nantais est bordé du NW au SE par un chapelet de dépressions qui correspondent à des grabens tertiaires connus : grabens de Campbon (fig. 22, n° 11), Saffré (n° 12), Nort-sur-Erdre (n° 13).

On remarque également que le bassin tertiaire de Noyant, à l'est d'Angers (n° 20), est marqué par une dépression dissymétrique inclinée vers le nord-est.

Dans la partie nord-est de la carte, apparaît un ensemble de reliefs d'altitude comprise entre 150 et 420 m. On remarque un important talus orienté N 150, correspondant à la faille de Mayenne. A l'ouest de cet accident, on observe un large dôme dont les altitudes oscillent entre + 170 et + 250 m. A l'est se trouvent les reliefs les plus notables : Coëvrons et Alpes mancelles.

Enfin, entre Rennes et Angers, on devine nettement les arêtes gréseuses paléozoïques des synclinaux de Bretagne centrale déchaussées par l'érosion, et qui sont nivelées selon une surface située vers 100 m d'altitude. Les arêtes synclinales ont un tracé sigmoïde dextre, indiquant qu'elles ont été déformées dans un couloir de cisaillement dextre de direction NW-SE (tectonique fini-hercynienne).

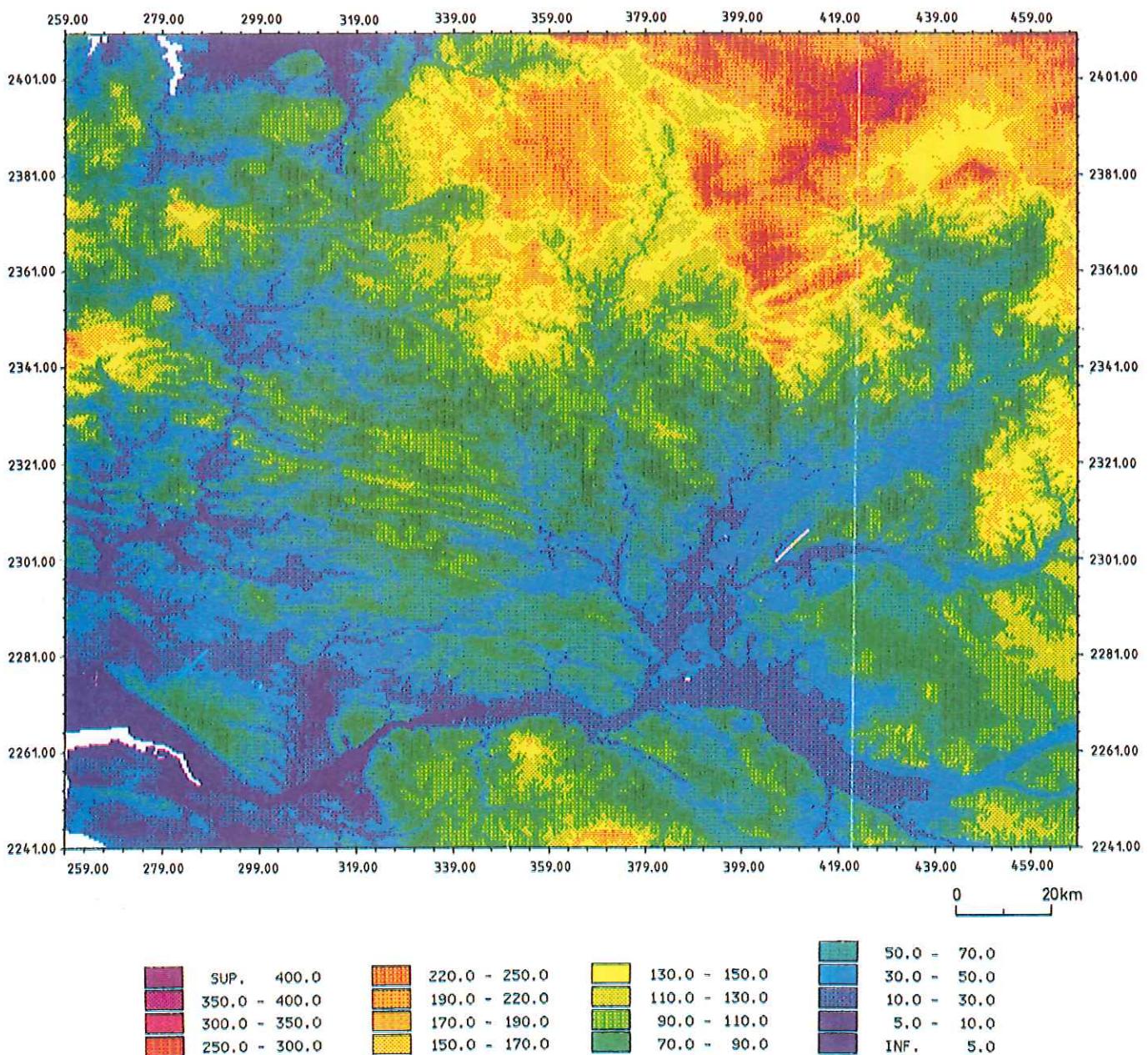


Fig. 7. - Carte des altitudes (en mètres). © IGN 1989.
Fig. 7. - Altitude map (in metres). © IGN 1989.

2. Analyse des pentes

La carte des pentes (fig. 8) nous renseigne sur la répartition des talus et des replats. Nous noterons que les pentes sont généralement minimisées sur cette image, car elles sont calculées entre des pixels espacés de 500 m.

Nous pouvons distinguer nettement le chevelu des vallées, les talus des cuestas, plus ou moins lobés, des talus d'origine lithologique, et des talus rectilignes correspondant à des accidents tectoniques :

— *Les talus de cuesta* limitent des buttes-témoins sédimentaires (buttes crétacées, par exemple, dans la partie est) :

— *Les talus d'origine lithologique* peuvent être soit rectilignes (arêtes gréseuses WNW-ESE de Bretagne

centrale), soit lobés (massifs granitiques déchaussés par l'érosion différentielle, comme le granite de Bonne-maire, allongé selon une direction E-W au nord de Combourg, ou les granites elliptiques situés au nord et au sud-ouest de ce dernier) :

— parmi *les talus d'origine tectonique*, on retrouve l'accident sud-armoricain au sud, la faille de Mayenne, mais aussi la faille de Layon. Au nord-ouest et au sud-est de Nantes, plusieurs alignements de talus rectilignes signent le passage de l'accident Quesnoy — Nort-sur-Erdre.

Plus à l'est, dans le domaine de Bretagne centrale et jusqu'à la vallée de l'Oudon, on devine des alignements beaucoup plus discrets ; ceux-ci sont marqués soit par des talus rectilignes orientés N 150, soit par des alignements d'interruptions dans des talus d'origine lithologique jalonnant les arêtes gréseuses des synclinaux paléozoïques.

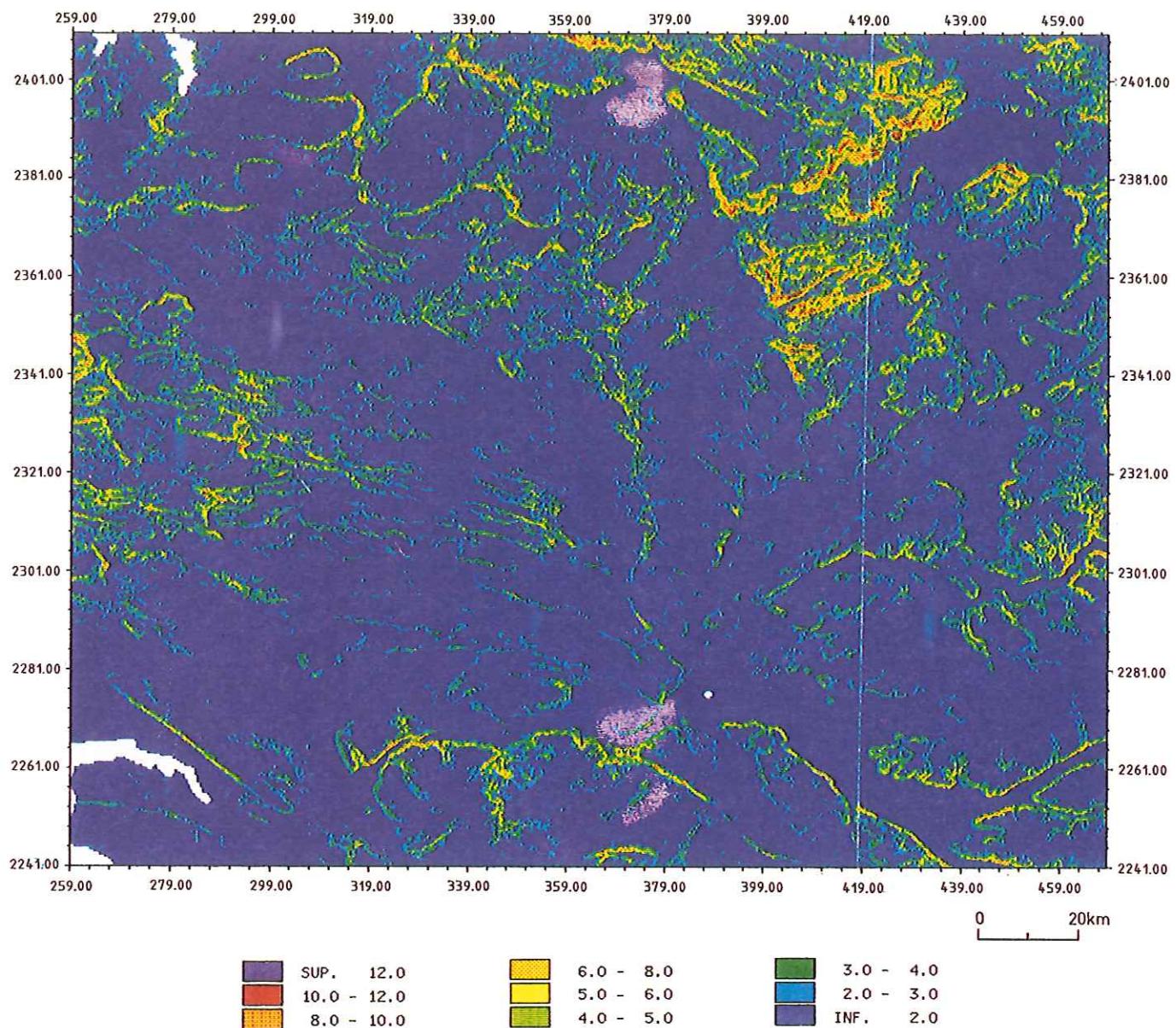


Fig. 8. - Carte des pentes (unité = %). Les pentes sont calculées entre points espacés de 500 m (taille du pixel).
Fig. 8. - Slope map (in %). The slopes are calculated at 500 m intervals (pixel size).

L'interprétation de l'image des pentes a permis de dessiner un certain nombre de morpholinéaments (fig. 9) ; les morpholinéaments paraissant liés uniquement à la lithologie ont été éliminés.

La rosace de direction des morpholinéaments (fig. 10) montre deux familles principales, à 140°-150° et à 45°-55°, et deux familles secondaires nord-sud et est-ouest.

Les deux familles principales correspondent exactement aux deux directions de bassins tertiaires.

L'un des morpholinéaments N 150 mis en évidence en Bretagne centrale a, sur la carte géologique à 1/50 000 St-Mars-la-Jaille, une signature tout à fait intéressante (fig. 11) : il sépare deux compartiments :

— à l'ouest : domaine des schistes où les altérites sont très développées, et cuirasses ferrugineuses scellant la surface paléogène vers + 70 m ;

— à l'est : pas ou peu d'altérites, plateaux à + 100 m sans cuirasses ferrugineuses.

Le panneau occidental apparaît affaissé d'environ 30 m par rapport au panneau oriental.

3. Combinaison altitudes-pentes (fig. 12)

Sur cette image, tous les talus (pentes apparentes > 2,5 % calculées entre des pixels distants de 500 m) apparaissent en bleu sombre, faisant ressortir l'étagement des replats, ainsi que les principaux traits structuraux et lithologiques. On remarque l'importante extension des zones d'altitudes comprises entre 70 et 110 m (teintes jaunes) correspondant à la surface des buttes crétacées du bassin de Paris, au plateau des Mauges et à celui de la Bretagne centrale. Cette surface correspond à la surface paléogène comme on le verra en étudiant la répartition des formations géologiques.

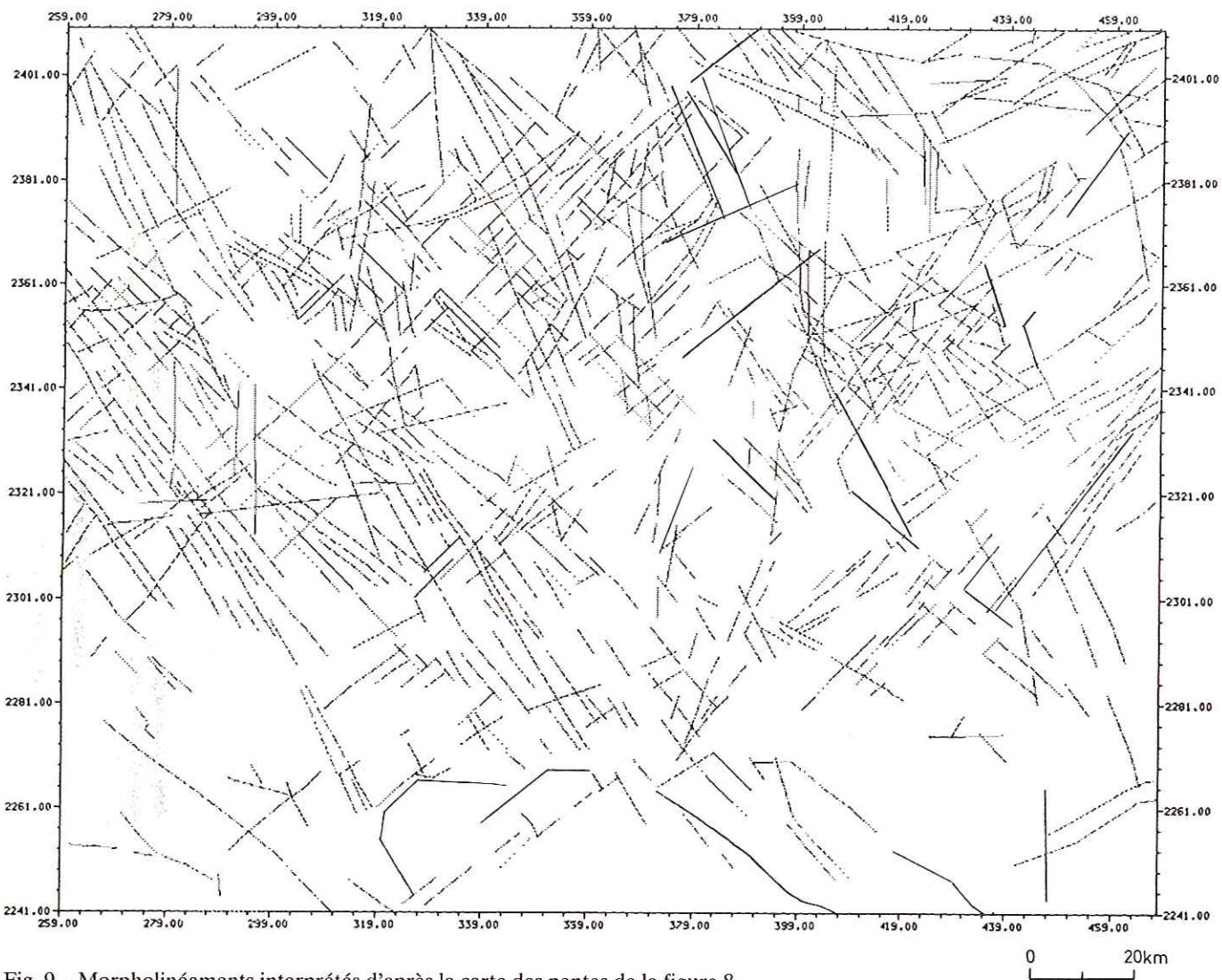


Fig. 9. - Morphinéaments interprétés d'après la carte des pentes de la figure 8.
Fig. 9. - Morpholineaments interpreted from the slope map of Figure 8.

Dans le quart nord-est de l'image, on voit des éléments de surface à des altitudes comprises entre 150 et 200 m (teintes orange et rouge) qui forment des replats séparés distincts de la surface paléogène. Enfin, dans les zones les plus hautes, il existe peu de replats conservés, leur altitude est comprise entre 220 et 420 m.

Dans la partie sud de l'image, on remarquera les dépressions correspondant aux grabens de la région nantaise, ainsi que les glacis inclinés au NE (glacis nantais, glacis du Layon et de l'Aubance, ces deux derniers correspondant à la surface précénomaniennne, voir fig. 6).

4. Répartition des formations géologiques

Afin d'obtenir un calage stratigraphique des différentes surfaces d'érosion, un certain nombre de formations géologiques ont été sélectionnées et reportées sur la carte de la figure 13. Le report a été effectué manuellement sur un fond topographique à 1/500 000 à partir des cartes géologiques 1/50 000 existantes, et à partir de la carte géologique à 1/320 000 ailleurs. La densité et la qualité de l'information figurant sur la carte de la figure 13 ne sont donc pas homogènes.

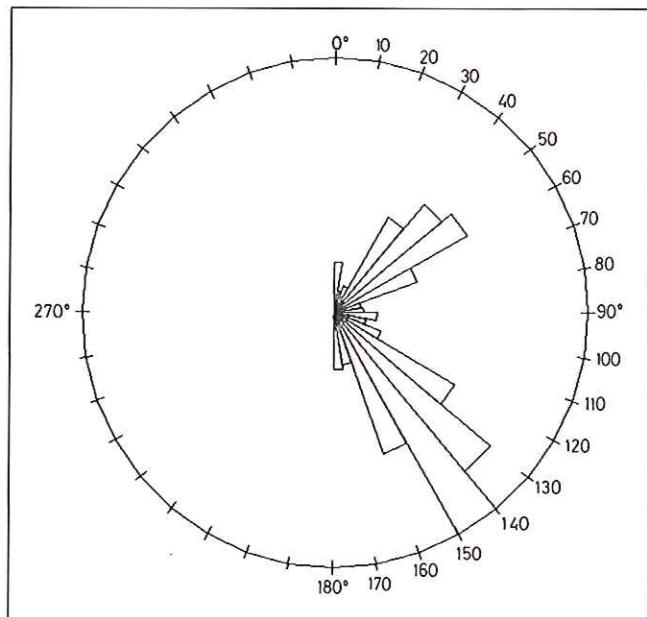


Fig. 10. - Rosace de directions des morphinéaments de la figure 9.
Fig. 10. - Rose diagram of morpholineament strikes from Figure 9.

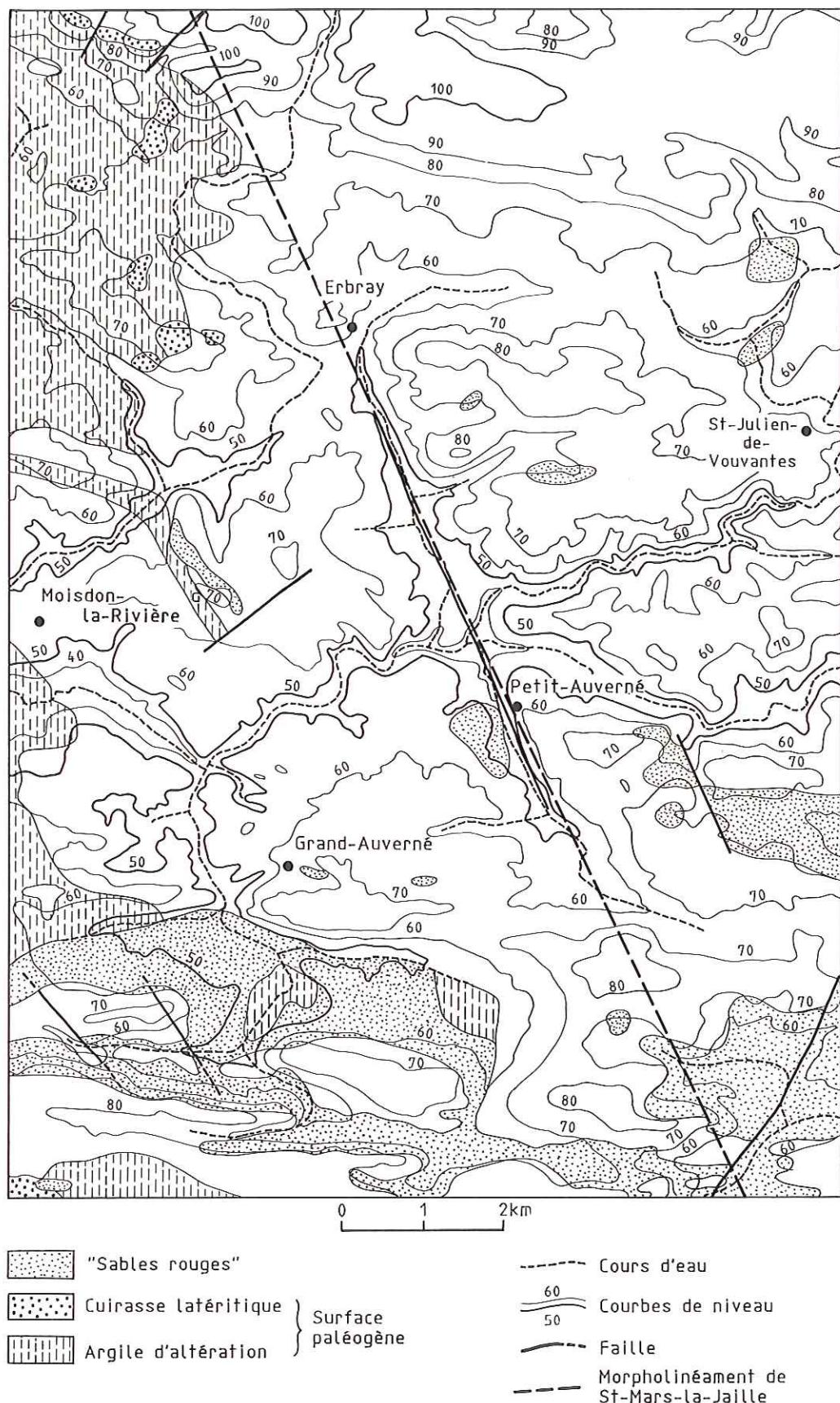


Fig. 11. - Rôle tectonique du morpholinéament de Saint-Mars-la-Jaille : le compartiment ouest, affaissé, a permis la conservation des altérites et de la cuirasse latéritique de la surface paléogène (d'après la carte Saint-Mars-la-Jaille à 1/50 000).

Fig. 11. Tectonic role of the Saint-Mars-la-Jaille morpholinement: the western, downthrown side has preserved the alterites and lateritic crust of the Paleogene surface (after the 1:50,000-scale Saint-Mars-la-Jaille map).

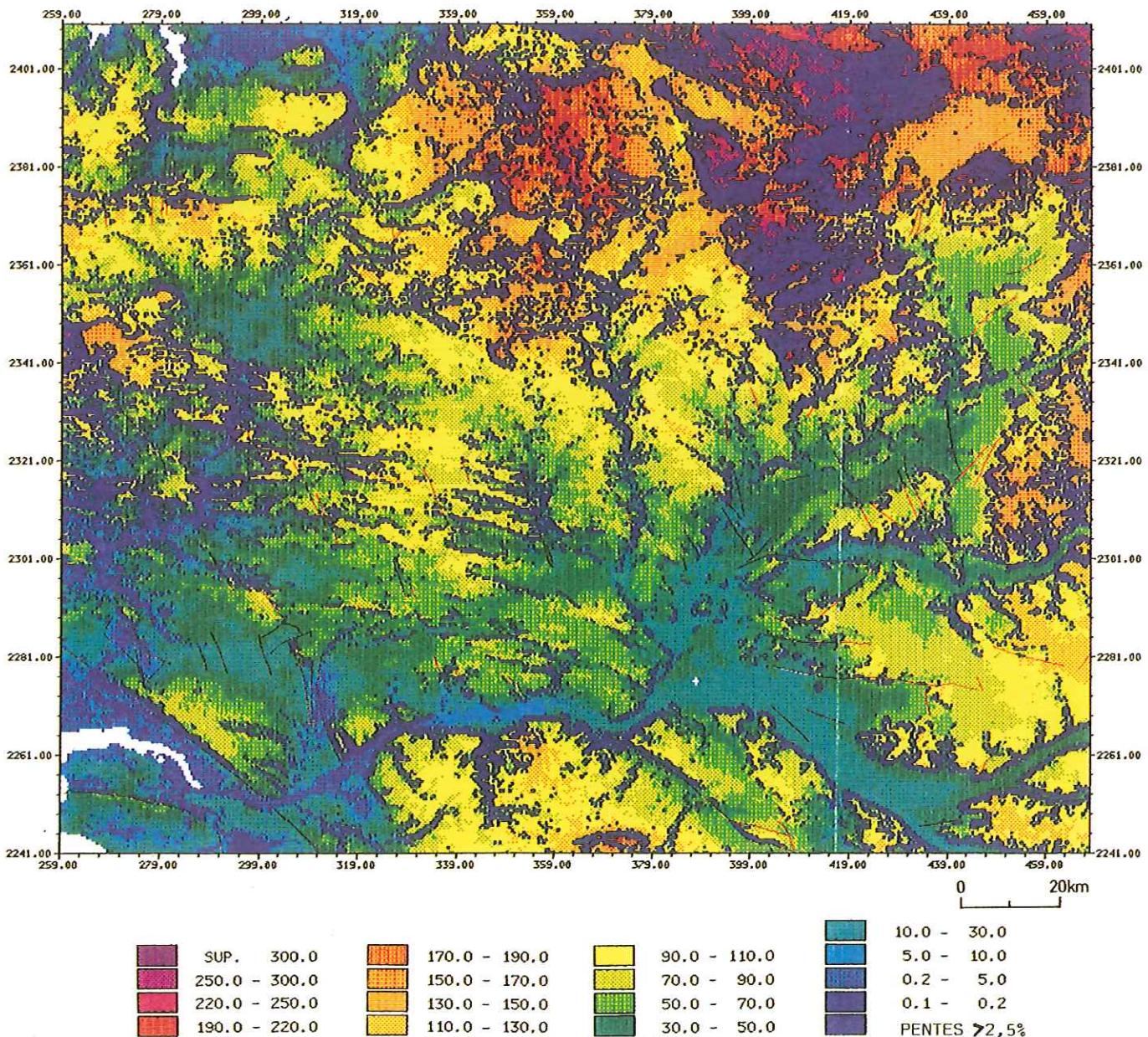


Fig. 12. - Altitude (en mètres) des zones dont la pente (calculée entre points espacés de 500 m) est inférieure à 2,5 %. En rouge : principales failles d'après les cartes géologiques.

Fig. 12. - Altitude (in metres) of the zones where the slope (calculated at 500 m intervals) is less than 2.5%. In red: major faults according to the geological maps.

Formations géologiques sélectionnées

- 1 – Socle anté-secondaire (en gris).
- 2 – Jurassique (en bleu).
- 3 – Crétacé (en vert).
- 4 – Altérites (pointillé gris) : la plupart sur socle, quelques-unes sur Crétacé (angle nord-est de la carte) ; ces dernières correspondent à de l'« argile à silex ».
- 5 – Paléogène continental (en rouge vif) : cette appellation regroupe les cuirasses ferrugineuses (Bretagne centrale), les graviers et sables continentaux peu épais, souvent résiduels, ainsi que les grès, poudingues et silcrètes attribués au Paléogène (grès à Sabals, « perrons », silcrètes...).
- 6 – Paléogène de bassin (en rose) : il s'agit des formations carbonatées (calcaires et marnes) et des séries argilo-sableuses épaisses des bassins.
- 7 – Miocène marin (en orange) : faluns et sables et graviers marins associés aux faluns.
- 8 – Mio-Pliocène continental (jaune et pointillé vert) : graviers continentaux attribués au Mio-Pliocène sur les cartes Langeais et Tours (angle sud-est de la carte).
- 9 – Redonien (en violet) : seuls les dépôts datés du Redonien ont été reportés sous cette appellation ; les dépôts azoïques ont été regroupés avec les « Sables rouges ».
- 10 – « Sables rouges » (en jaune vif) : il s'agit des

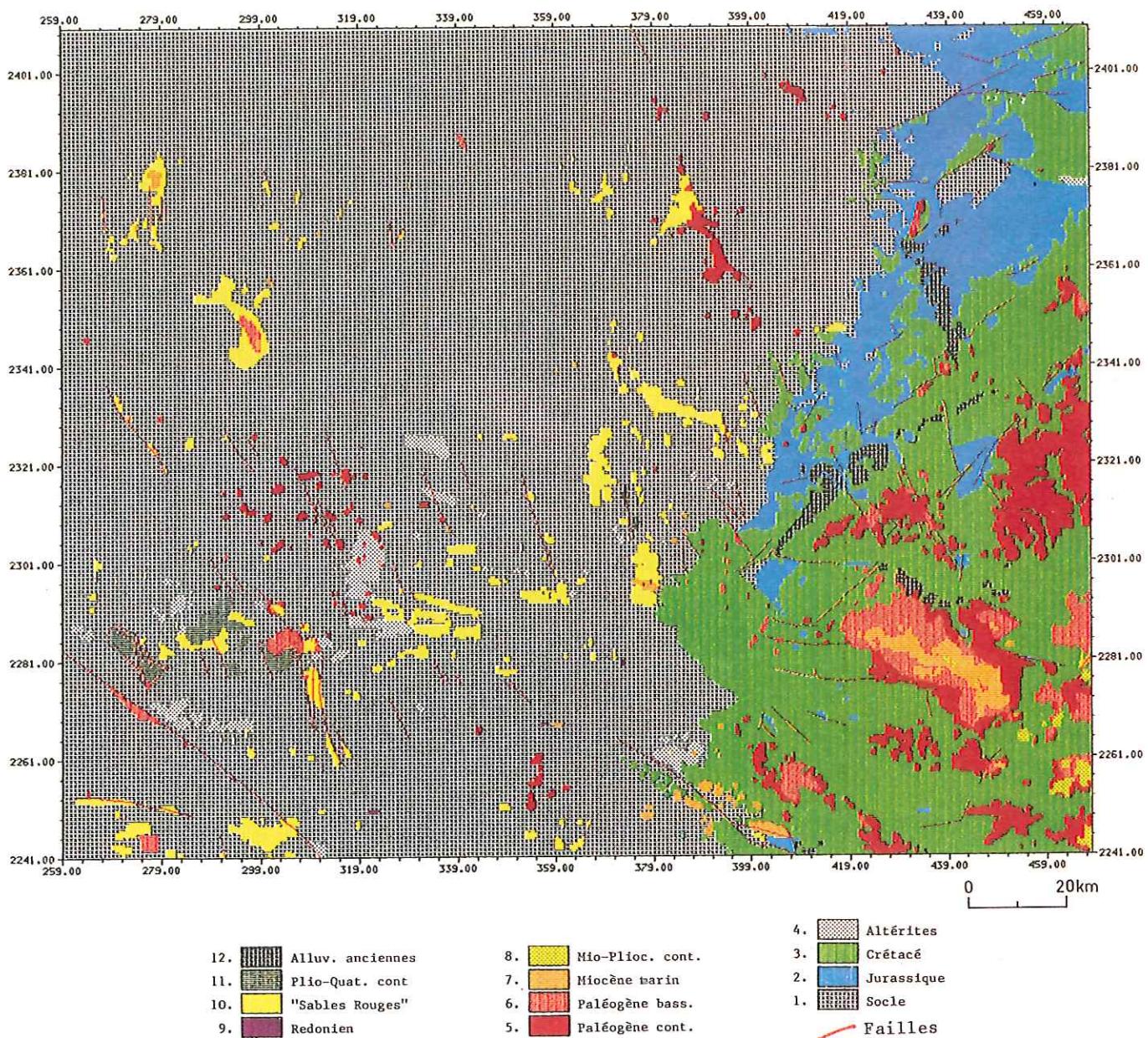


Fig. 13. - Sélection de formations géologiques (d'après les cartes géologiques à 1/50 000 existantes et les cartes géologiques à 1/320 000).

Fig. 13. - Selection of geological formations (from the existing 1:50,000-scale geological maps and the 1:320,000-scale geological maps).

« Sables rouges » l.s. des cartes géologiques : il s'agit d'un regroupement de formations sableuses ou graveleuses azoïques comprenant :

- du Pliocène marin,
- des formations marines ou continentales plus anciennes (Cénomanien, Tertiaire, Miocène).

11 – *Plio-Quaternaire continental* : il s'agit des cailloutis continentaux post-reuvériens situés dans des cuvettes topographiques au nord-ouest de Nantes (bassin de Campbon au sud-est de St-Gildas, forêt du Gâvre, sud-ouest de Saffré). Ils correspondent vraisemblablement aux premiers dépôts quaternaires (limite Plio-Pléistocène ou Pléistocène ancien).

12 – *Alluvions anciennes* : un certain nombre d'alluvions anciennes de hauts niveaux ont été sélectionnées

dans la partie est de la carte. En particulier, on remarquera, actuellement en relief entre Durtal et La Suze-sur-Sarthe, des alluvions anciennes correspondant à un ancien cours de la Sarthe.

Commentaire de la carte géologique

On remarquera en comparant la figure 13 et la figure 12 que les altérites ainsi que le Paléogène continental sont situés sur les plateaux compris entre 70 et 110 m ; ceux-ci correspondent donc à la surface d'érosion paléogène.

Dans un grand nombre de cas, le Paléogène de bassin est localisé le long d'accidents tectoniques ou encadré par eux. C'est le cas du bassin de Noyant (entre Angers et Tours) qui paraît encadré par trois familles d'accidents : NE-SW, NW-SE et E-W.

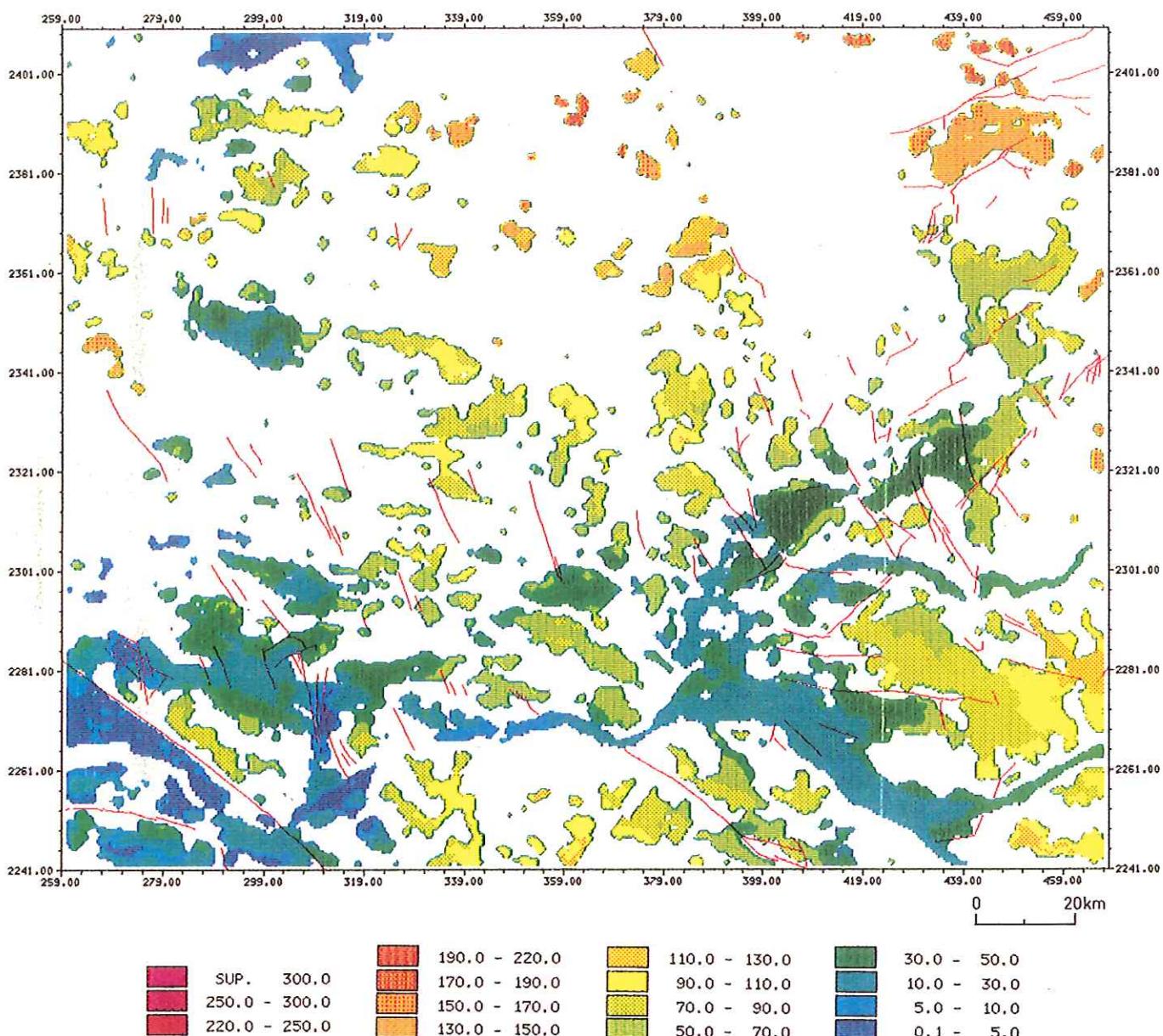


Fig. 14. - Altitudes (en mètres) des portions conservées de surface d'aplanissement, toutes surfaces confondues (failles en rouge). Critères de sélection : pente $\leq 1,5\%$; diamètre de la particule $\geq 2,5$ km.

Fig. 14. - Altitudes (in metres) of the preserved degradation surfaces, unspecified (faults in red). Selection criteria: slope $\leq 1.5\%$; particle diameter ≥ 2.5 km.

5. Conclusion : choix d'une surface-repère comme marqueur de la déformation finie : la surface paléogène

L'objectif étant d'essayer de quantifier les déformations récentes, nous pouvons définir les critères de choix suivants :

- la surface-repère devra être la plus récente possible ;
- elle devra être suffisamment continue pour pouvoir être modélisée avec le moins d'imprécision possible ;
- il doit s'agir d'une surface originellement la plus plane possible, caractère propre aux surfaces d'érosion ayant atteint l'équilibre.

Parmi les quatre surfaces représentées dans la région (préliasique, précénomanienne, paléogène, néogène), nous éliminerons les deux plus anciennes, qui ne nous renseignent pas directement sur l'évolution

récente ; de plus, elles ne sont conservées que dans des zones d'extension réduite.

La surface néogène, préhelvétique, pourrait constituer un bon marqueur en raison de son âge : toutefois son extension géographique est très faible, et son caractère de surface d'érosion continentale à l'équilibre peut être discuté. Nous l'éliminerons donc.

Il nous reste donc la surface paléogène, qui présente les caractères suivants :

- grande extension géographique, et assez bonne répartition des buttes-témoins, permettant une reconstitution correcte de la géométrie actuelle de la surface ;
- la surface initiale paraît avoir été à l'équilibre lors de son fonctionnement comme le montre la grande planéité des portions conservées ainsi que l'importance des altérites conservées et des cuirassements ;

— son âge est compris entre le Campanien, formation la plus récente tronquée par la surface, et le Miocène moyen, formation la plus ancienne scellant cette surface ; en effet, toutes les formations sédimentaires situées sur la surface et contemporaines de son fonctionnement sont altérées : décarbonatation, cuirassements, silicifications, etc. Les faluns helvétiens reposent sur les « perrons » (poudingues continentaux) d'Anjou et de Touraine sans être décarbonatés ni affectés par les silicifications.

La fourchette d'âges pour cette surface-repère est donc très large (entre 65 Ma et 20 Ma environ).

Toutefois, la reconstitution de cette surface permettra une première approche de la quantification des déformations verticales, à partir de laquelle pourront être calculées des vitesses de dénivellation pour différentes hypothèses d'âge de la déformation.

Modélisation de la surface paléogène

1. Sélection des portions conservées de la surface paléogène

Dans un premier temps, une sélection sur les pentes a permis d'obtenir l'image des altitudes des zones plates (pente $\leq 1,5\%$), considérées comme représentant des portions de surfaces d'aplanissement. L'image, obtenue après filtrage pour éliminer les zones les plus petites (diamètre $\leq 2,5$ km), est présentée sur la figure 14.

Les surfaces les plus basses (bleu et bleu-vert) correspondent principalement à la surface de comblement des vallées (âge : Holocène).

En vert (30 à 50 m) apparaissent des éléments de surface dont une partie correspond à la surface néogène.

De nombreux éléments de surface, apparaissant dans les teintes jaunes (+ 70 à + 130 m), peuvent être rapportés avec certitude à la surface paléogène par comparaison avec les cartes géologiques. C'est le cas notamment des zones où figurent sur les cartes géologiques des cuirasses ferrugineuses (région de Châteaubriant).

Enfin, de hautes surfaces sont partiellement conservées (teintes orange et rouge : altitudes comprises entre 150 et 250 m). Elles correspondent à des reliques des surfaces précénomaniennes et préliasique.

Ainsi, la plaine d'Alençon, effondrée entre deux failles NE-SW, est établie vers + 150 m d'altitude sur un substrat jurassique. Sur ses bordures, au pied des failles, sont conservés des restes de Cénomanien. Ce replat correspond donc à la surface précénomanienne.

On notera enfin que dans certains secteurs la surface paléogène est conservée sous des replats conservés d'âge plus récent : cas des grabens (Rennes, région nantaise) et du bassin de Noyant.

Pour éliminer de cette image tous les objets ne représentant pas la paléotopographie paléogène, ceux-ci ont été examinés en retournant aux cartes géologiques correspondantes, et dans certains cas en réalisant des contrôles

de terrain. De tels contrôles ont été effectués en particulier dans la région de Laval — Ernée — Mayenne.

Les portions de surfaces plus récentes que la surface paléogène ont été éliminées. Parmi les surfaces plus anciennes, celles situées sous la surface paléogène ont été éliminées car elles n'appartenaient pas au paysage paléogène. C'est le cas de la plaine d'Alençon : la surface paléogène y est représentée par quelques blocs de grès au sommet du Cénomanien, à une trentaine de mètres au-dessus de la surface infra-cénomanienne formant la plaine proprement dite. Les portions de surfaces anciennes situées à une altitude égale ou supérieure à la surface paléogène ont été conservées car elles correspondent à des éléments du paysage paléogène.

Dans les bassins tertiaires, la surface paléogène correspond à la succession des interfaces sédimentaires intra-paléogènes (fig. 5). Pour plus de facilité dans l'interprétation des sondages, c'est donc la *base du Tertiaire* qui a été choisie pour représenter la surface paléogène.

Le résultat du tri critique de chaque portion de surface d'aplanissement est présenté sur la figure 15.

2. Modélisation de la géométrie actuelle de la surface paléogène (fig. 16)

Cette opération, réalisée manuellement, a pour but de dessiner la carte isohypse des altitudes actuelles de la surface paléogène. Cette carte a été dessinée à l'échelle du 1/500 000, et en s'aidant de la figure 15 restituée à la même échelle.

Un retour aux cartes topographiques et géologiques a permis de vérifier la cohérence du dessin et de mieux le contraindre. Dans les zones de bassins, les données de sondages disponibles dans les archives recueillies au titre de l'application du Code minier, ont permis d'obtenir des points cotés de la base du Tertiaire. Les failles sélectionnées sont celles affectant la surface paléogène. Elles ont été dessinées d'après les cartes géologiques et d'après certains morpholinéaments.

Cette carte fait apparaître les traits structuraux suivants :

— existence d'une famille d'accidents N 150 dominante délimitant des lanières parfois étroites (quelques kilomètres), parfois plus larges (10 à 30 km). Sur les feuilles Ancenis et Chalonnes, l'allure des isohypes suggère un affaissement tectonique progressif de ces lanières vers le sud (cote + 35) jusqu'au pied du plateau des Mauges où l'on retrouve la surface à + 100-+ 110 m. Géologiquement, la basse altitude de la surface paléogène dans ce secteur est corroborée par la présence à faible altitude (35 m) d'altérites liées à cette surface au nord-ouest d'Ancenis, et par la présence de grès résiduels, attribués au Tertiaire (carte géologique à 1/50 000 Chalonnes), en bordure sud de la Loire à l'ouest de St-Florent-le-Vieil * ;

* La carte géologique à 1/50 000 Thouarcé signale des grès tertiaires à des altitudes basses (environ 50 m) dans la vallée du Layon, près de Faveraye-Mancellès. Un contrôle sur le terrain, effectué en compagnie de R. Biagi et G. Moguedet (université d'Angers), incite à penser qu'il s'agit de silicifications de nappes affectant les sables cénomaniens plutôt que des silicifications pédo-géologiques paléogènes. La position de ces grès n'a donc pas de signification structurale particulière.

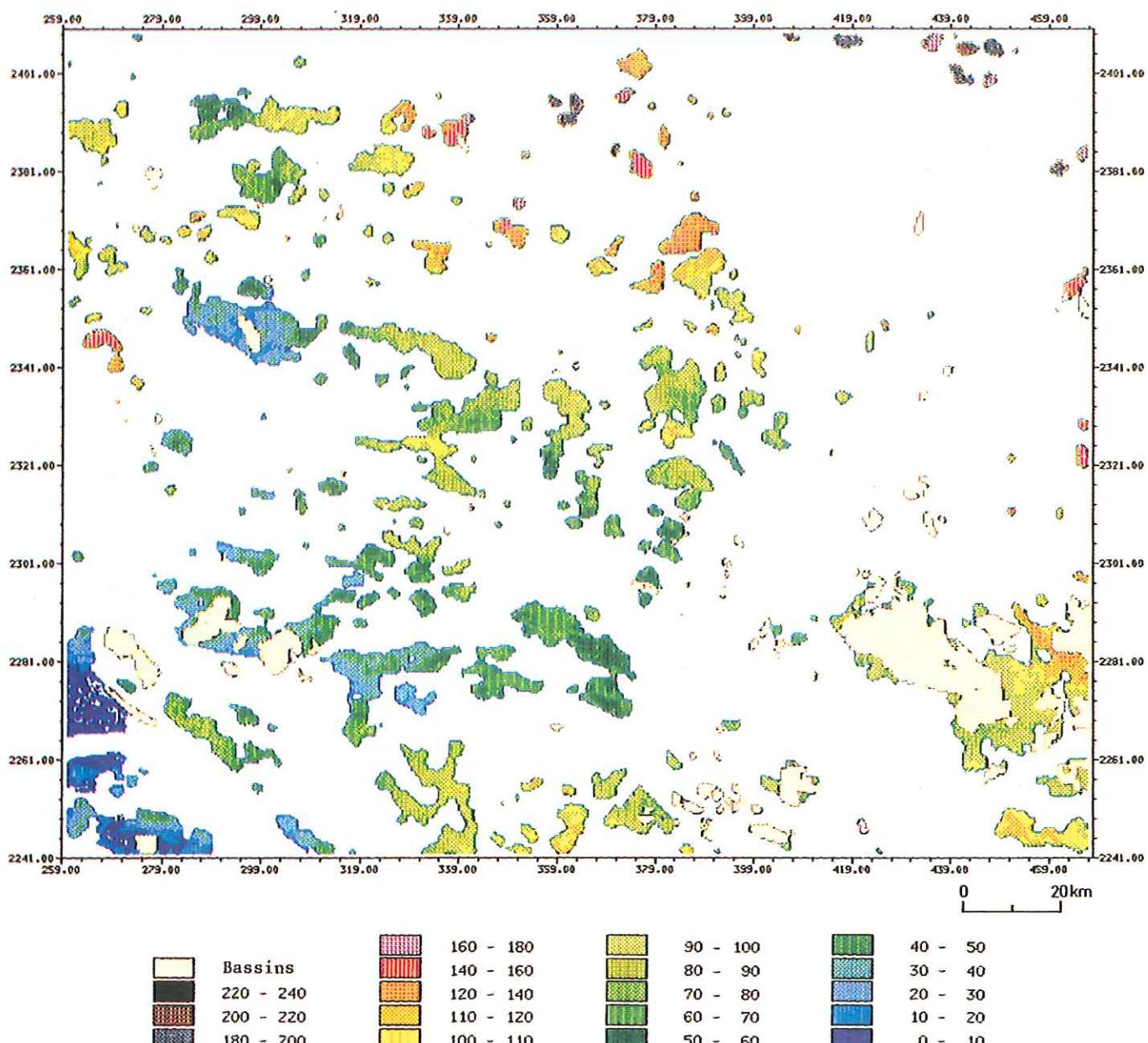


Fig. 15. - Altitudes (en mètres) des portions de paléosurfaces interprétées comme appartenant à la paléotopographie paléogène. En jaune pâle : secteurs où la paléosurface est conservée sous la surface topographique actuelle (bassins).

Fig. 15. - Altitudes (in metres) of the portions of paleosurface interpreted as belonging to the Paleogene paleotopography. Pale yellow: areas where the paleosurface is preserved beneath the present topography (basins).

Ces accidents NNW-SSE délimitent des grabens et des bassins bien marqués dont certains atteignent une profondeur importante (- 300 à - 400 m NGF pour les grabens de Saffré et de Rennes) ;

— présence d'accidents NE-SW délimitant des grabens dans la partie occidentale du bassin de Paris ;

— présence d'accidents E-W de rejet variable (graben de Saffré, faille de la Loire, failles du Noyantais).

Les paléoreliefs antétertiaires de la partie nord-est de la carte ont été conservés. Ils font apparaître également des replats étagés (surface précénomaniennne vers + 180 à + 220 m selon les zones, surfaces plus anciennes à des altitudes supérieures).

Calcul de la composante verticale locale de la déformation finie (mouvements différentiels verticaux entre blocs voisins)

1. Construction de la surface paléogène dans son état initial

La composante verticale locale de la déformation finie affectant la surface paléogène peut être approchée en mesurant la différence d'altitude entre l'état actuel de cette surface et son état initial.

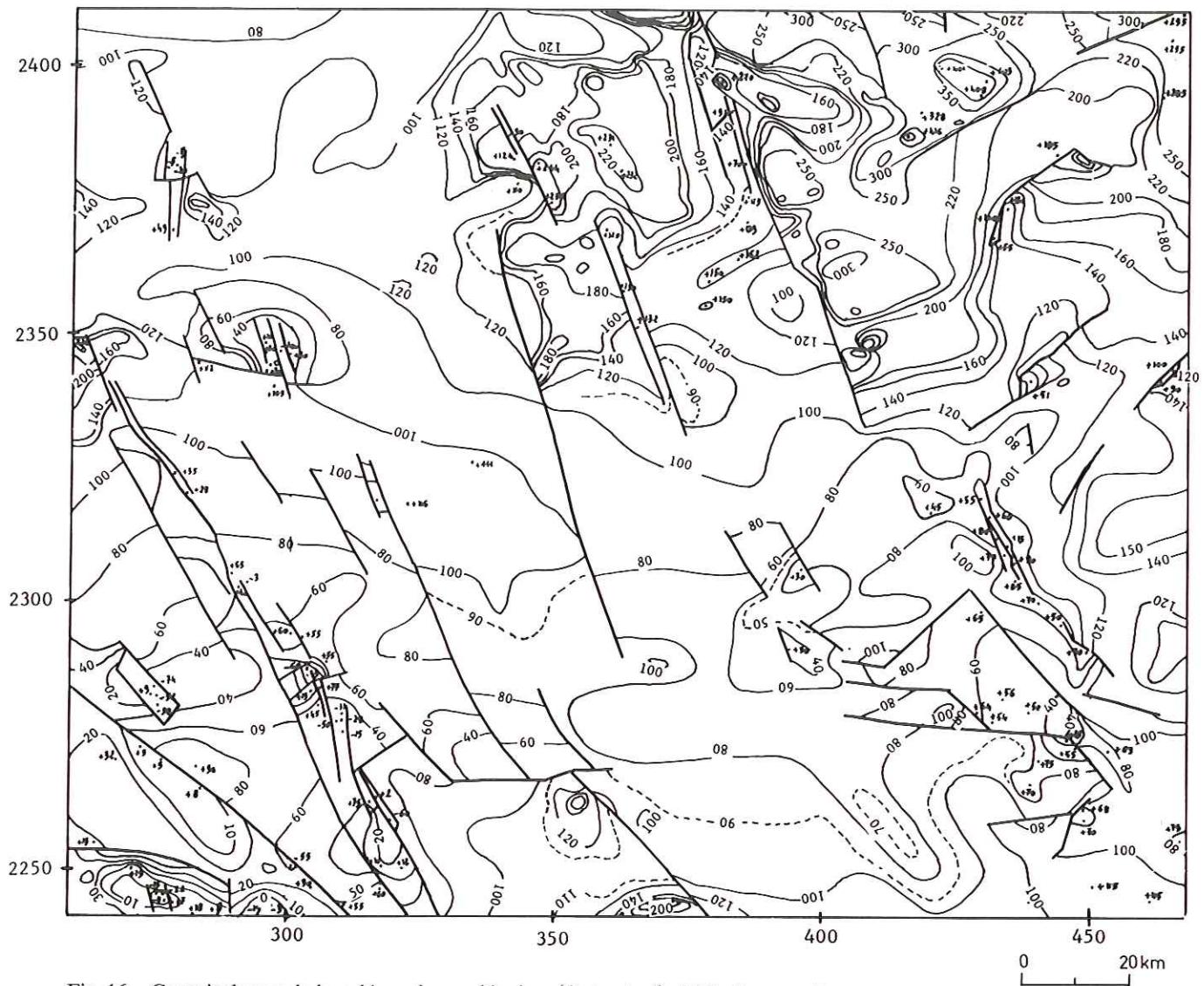


Fig. 16. - Carte isohypse de la paléosurface paléogène (état actuel). Altitudes en mètres.
Fig. 16. - Isohypse map of the Paleogene paleosurface (present state). Altitudes in metres.

Une reconstitution de l'état initial (avant déformation) est présentée ici à titre de base de réflexion : il s'agit d'un document très interprétatif donc hypothétique, qui ne possède pas la même rigueur qu'une carte d'observation.

La carte isohypse de la surface paléogène initiale a été dessinée (fig. 17) en annulant le rejet des failles de manière à faire coïncider, le long de ces failles, l'altitude d'un compartiment avec celle de son voisin ; pour les déformations souples, les cuvettes isolées ont été remises au niveau de leur voisinage. La cohérence de l'ensemble a été testée par rapport aux caractéristiques connues d'une surface d'érosion à l'équilibre en domaine intertropical : pente faible et régulière, répartition des altérites et des sédiments portés par la surface.

Un aperçu du paysage du Paléogène avant le fonctionnement des accidents est donné sur le bloc-diagramme de la figure 18. La surface d'érosion continentale paléogène au sens strict (à l'équilibre) y apparaît en vert et en bleu. On remarque les reliefs relictuels représentant des vestiges non érodés des morphologies

antérieures. La région de Mayenne représente un couloir se raccordant à la surface paléogène.

La partie la plus basse de la zone étudiée est située dans l'angle sud-ouest. C'est dans cette région qu'ont été rencontrés les faciès marins du Paléogène.

2. Création d'images numériques de l'altitude de la surface paléogène dans son état initial et dans son état final

Les cartes isohypses des figures 16 et 17 ont été digitalisées ; les courbes de niveaux ont été transformées en semis de points, puis ceux-ci ont été interpolés pour calculer la valeur de l'altitude sur chaque pixel.

Plusieurs méthodes d'interpolation ont été testées. L'interpolation par la méthode des moindres carrés avec un polynome d'ordre 2 et un rayon d'interpolation de 10 km a été retenue.

L'image de l'état actuel de la surface paléogène (fig. 19) montre clairement l'alignement des grabens de l'axe Quessoy — Nort-sur-Erdre, avec à l'ouest le gra-

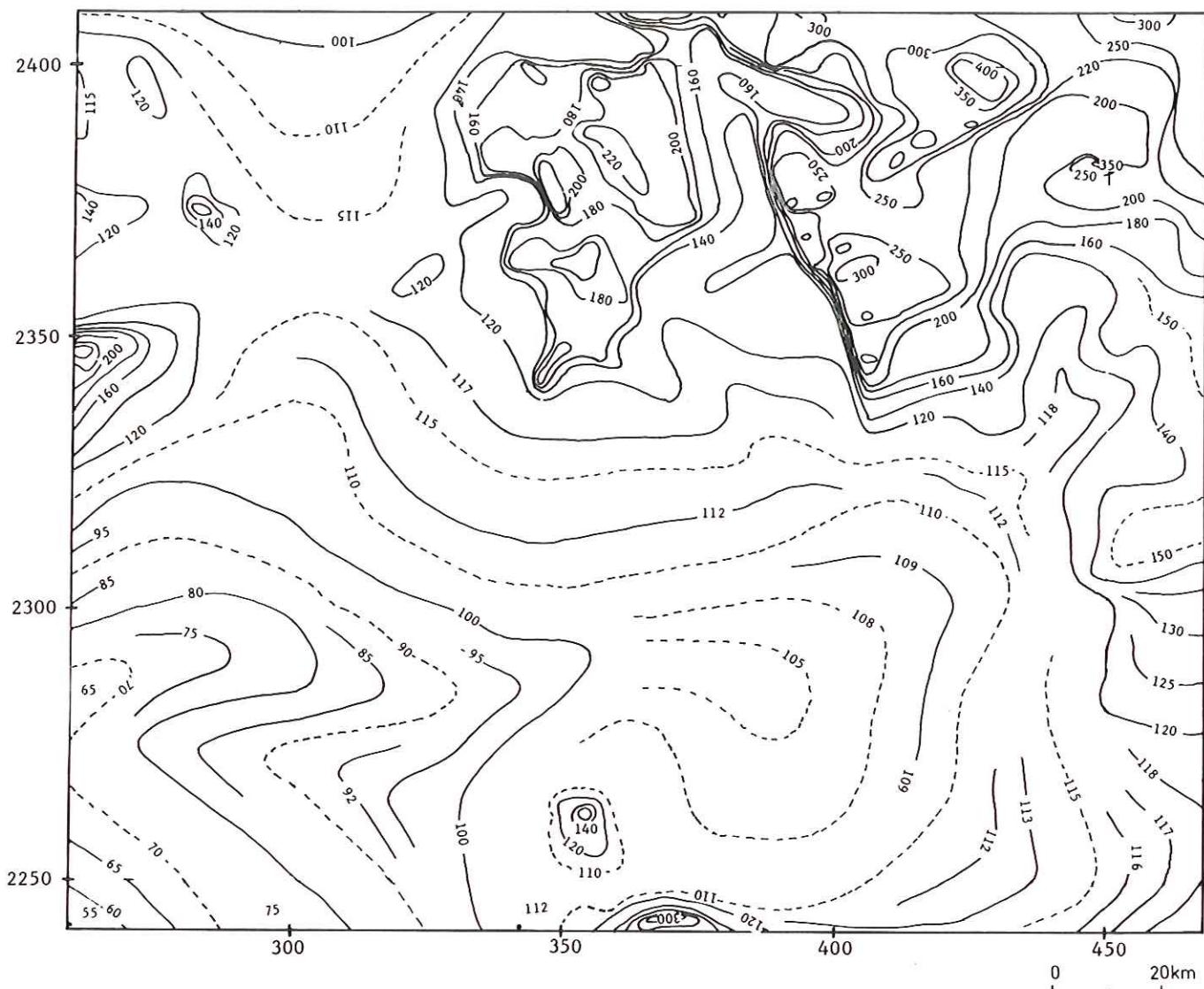


Fig. 17. - Carte isohypse de la paléosurface paléogène (état initial avant la tectonique cénozoïque). Altitudes en mètres par rapport au zéro marin actuel.

Fig. 17. - Isohypse map of the Paleogene paleosurface (initial state before Cenozoic diastrophism). Altitudes in metres above present sea level.

ben de Campbon, et, plus au nord, le graben de Rennes puis celui du Quiou au sud-ouest d'Évran. Les autres points bas se trouvent dans la région d'Ancenis, et en allant vers l'est, au nord et à l'est d'Angers (bassin de Noyant). D'autres dépressions plus étroites apparaissent au nord-ouest de Pontvallain, près de Malicorne, et au nord du Mans. Le fossé de Fyé au sud d'Alençon (près de La Hutte) apparaît très discret en raison de sa profondeur modérée.

L'image représentant l'état « initial » de la topographie paléogène est présentée sur la figure 20.

3. Calcul de la composante verticale locale de la déformation finie (dH). Incertitude sur dH

La valeur de dH est obtenue en soustrayant, pixel par pixel, l'image de la figure 19 (surface paléogène :

état actuel) de celle de la figure 20 (surface paléogène : état initial). L'image résultante, présentée figure 21, visualise la valeur de dH , qui varie entre 0 et -465 m.

Les valeurs très fortes (-150 à -400 m) sont étroitement localisées et correspondent aux grabens les plus profonds.

L'incertitude sur dH ne peut être calculée de manière rigoureuse compte tenu du caractère très interprétatif des données utilisées. Nous estimons la précision de l'altitude de la surface paléogène à ± 10 m pour l'état actuel (fig. 19) et à ± 20 m pour l'état initial (fig. 20). La précision sur dH est alors de ± 30 m.

L'erreur estimée ci-dessus ne tient pas compte de l'hétérogénéité des informations élémentaires : présence et répartition des sondages dans les bassins et

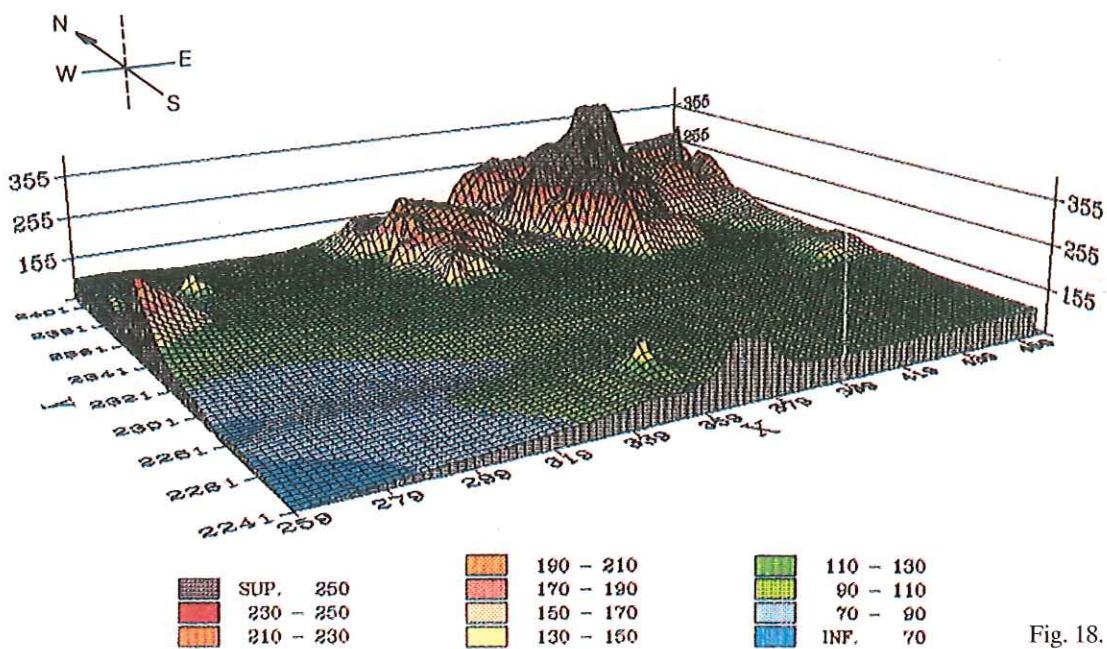


Fig. 18.

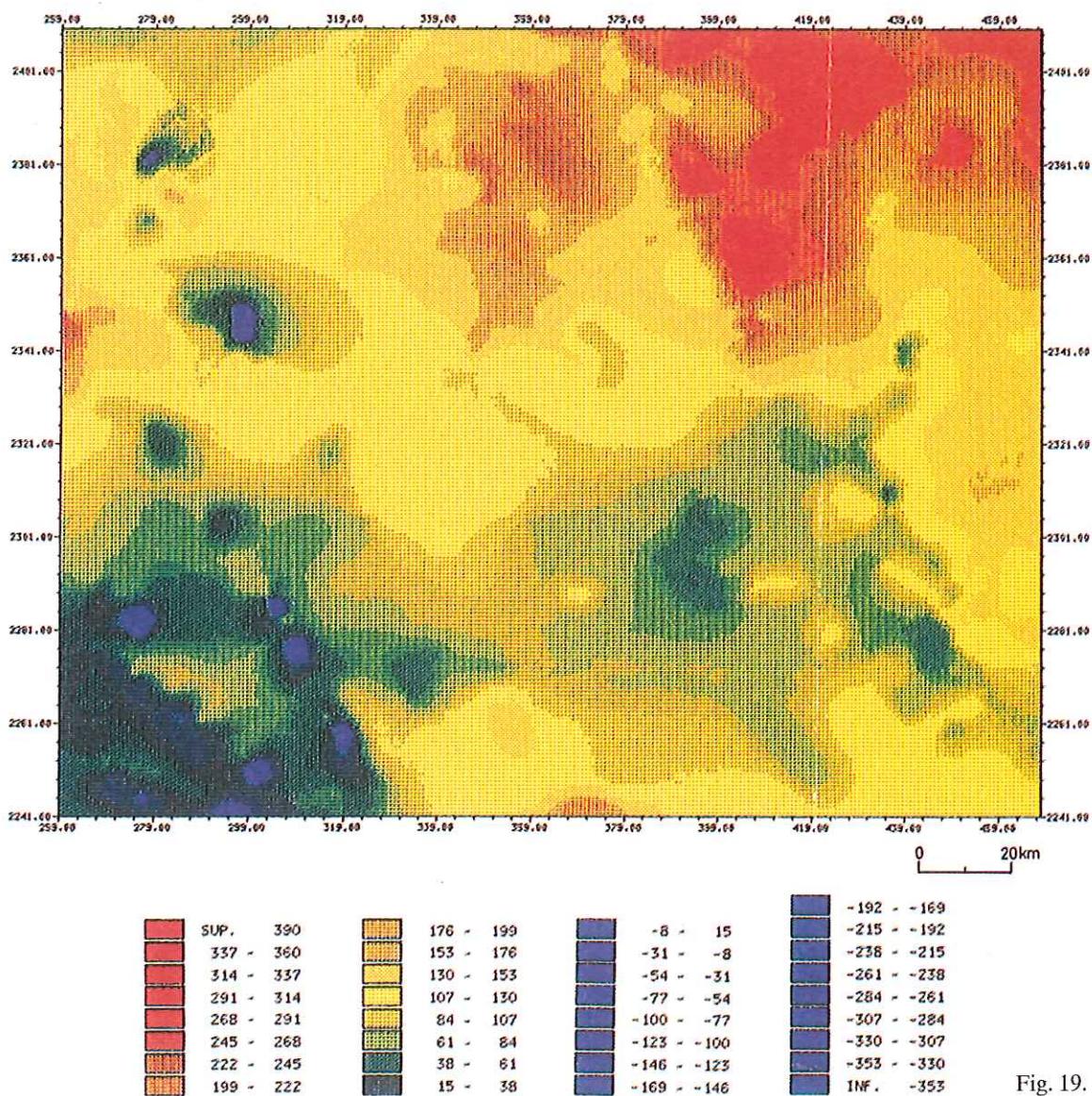


Fig. 19.

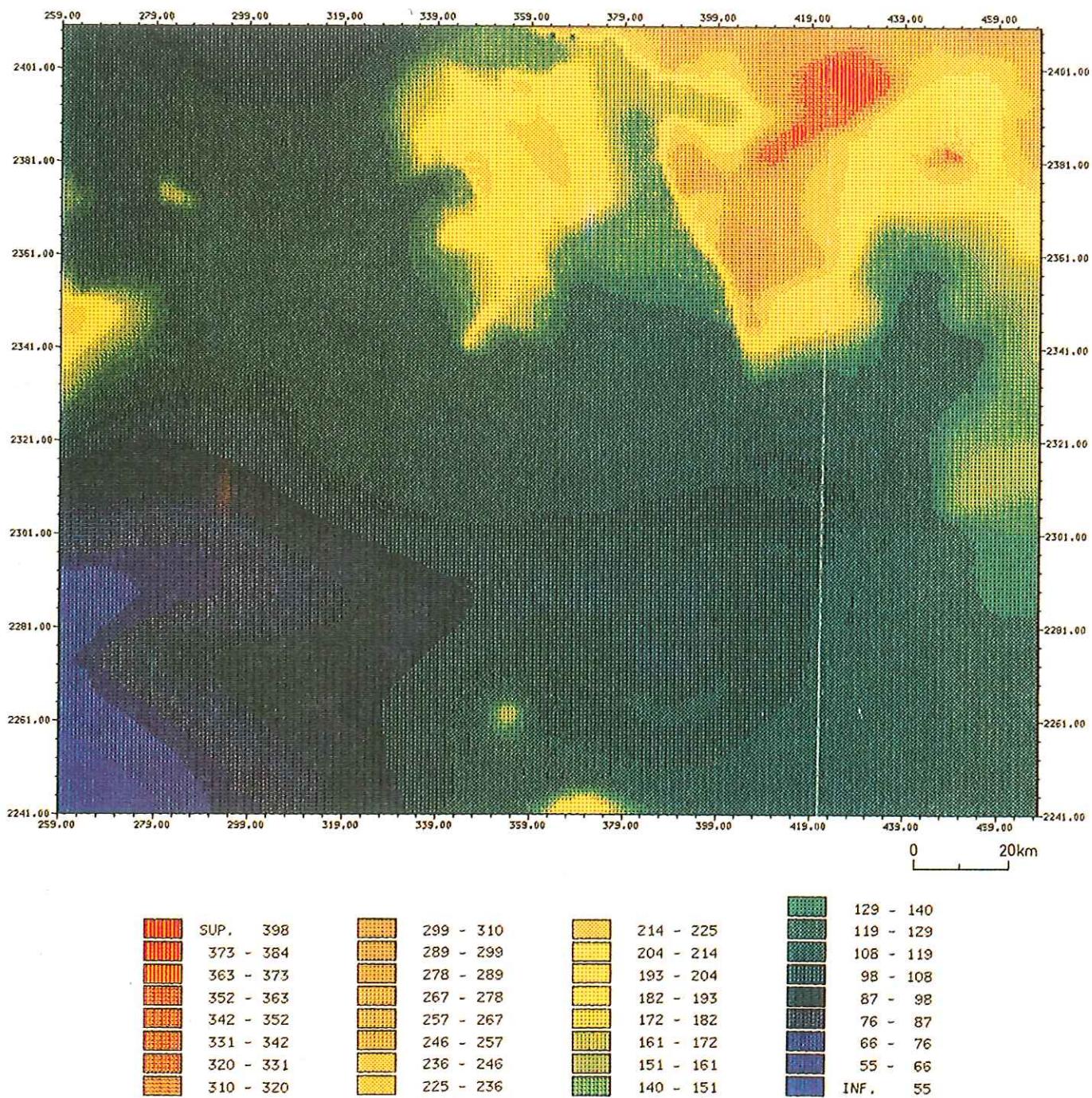


Fig. 20. - Altitudes de la surface topographique paléogène avant la tectonique cénozoïque, exprimées en mètres par rapport au référentiel actuel (image obtenue à partir de la figure 17). Incertitude : ± 20 m.

Fig. 20. - Altitudes of the Paleogene topography before Cenozoic diastrophism, expressed in metres above present sea level (image obtained from Figure 17). Confidence level = ± 20 m.

Fig. 18. - Représentation en bloc-diagramme de la surface topographique paléogène avant la tectonique cénozoïque. Altitudes en mètres par rapport au référentiel actuel ; taille de la maille : 2 km.

Fig. 18. - Block diagram of the Paleogene topography before Cenozoic diastrophism. Altitudes in metres above present sea level; mesh size = 2 km.

Fig. 19. - Altitudes actuelles (en mètres) de la surface paléogène reconstituée (image obtenue à partir de la figure 16). Incertitude : ± 10 m.

Fig. 19. - Present altitudes (in metres) of the reconstructed Paleogene surface (image obtained from figure 16). Confidence level = ± 10 m.

grabens, densité des témoins conservés de la surface paléogène où celle-ci est érodée. Dans les bassins et les grabens, l'altitude actuelle de la surface paléogène est probablement surestimée dans un certain nombre de cas (altitudes réelles plus basses).

4. Liste des principales anomalies de subsidence (fig. 22)

Les principaux pôles de subsidence sont donnés sur la figure 22 ; en voici la liste :

- 1 – Graben du Quiou (feuille Caulnes)

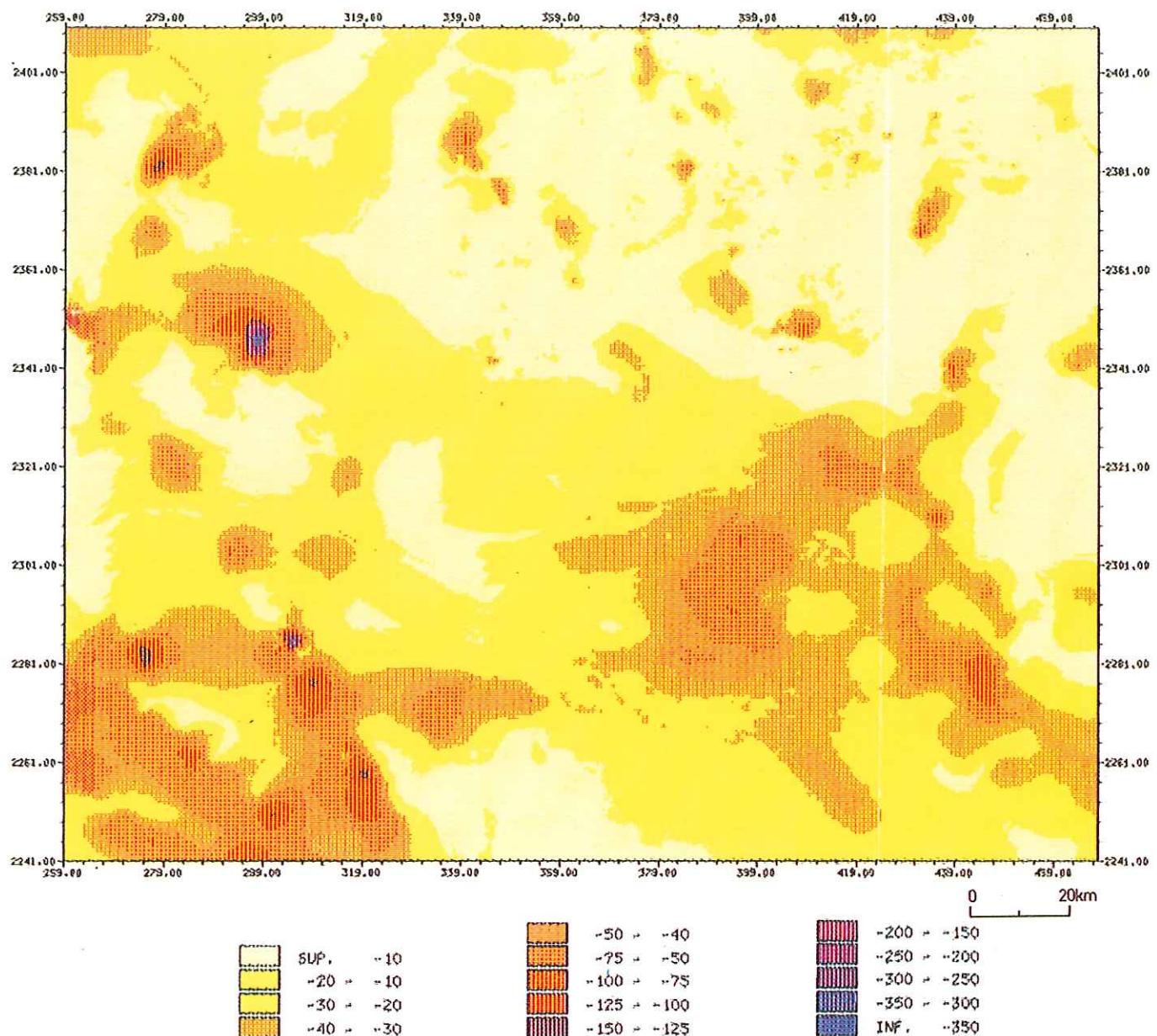


Fig. 21. - Carte de la composante verticale locale de la déformation finie affectant la surface paléogène. Dénivellation en mètres ; incertitude : ± 30 m.

Fig. 21. - Map of the local vertical component of completed deformation affecting the Paleogene surface. Level differences in metres; confidence level = ± 30 m.

Remplissage miocène.

2 – Bassins de Médréac - Landujan (feuille Caulnes).

Remplissage miocène.

3 – Graben et bassin de Rennes (feuilles Montfort, Rennes, Janzé)

Remplissage paléogène à miocène.

4 – Forêt de Paimpont (feuilles Saint-Méen et Ploërmel)

Anomalie correspondant au passage de l'accident Quessoy — Nort-sur-Erdre. Cette anomalie est peu fiable car il n'existe pas de surface d'érosion paléogène à l'équilibre ici ; la surface décalée est plus ancienne (relief relictuel), probablement cénonanienne, ce qui laisse planer un doute sur l'âge du rejet.

5 – (pour mémoire) *Grabens de Loutehel - Les Brulats* (près de Maure-de-Bretagne) (feuille Guer)

Remplissage mio-pliocène. Par suite d'un oubli dans le report des points cotés, ces bassins n'apparaissent pas comme anomaux. La valeur de dH devrait être ici de l'ordre de - 90 m.

6 – *Dépression de Guer — Comblessac* (feuilles Guer et Pipriac)

Anomalie peu fiable car la carte géologique ne signale pas de dépôts tertiaires.

7 – *Grabens de Pipriac — Saint-Séglis* (feuille Pipriac)

Remplissage mio-pliocène.

8 – *Graben de Rougé* (feuille Bain-de-Bretagne)

Remplissage oligocène.

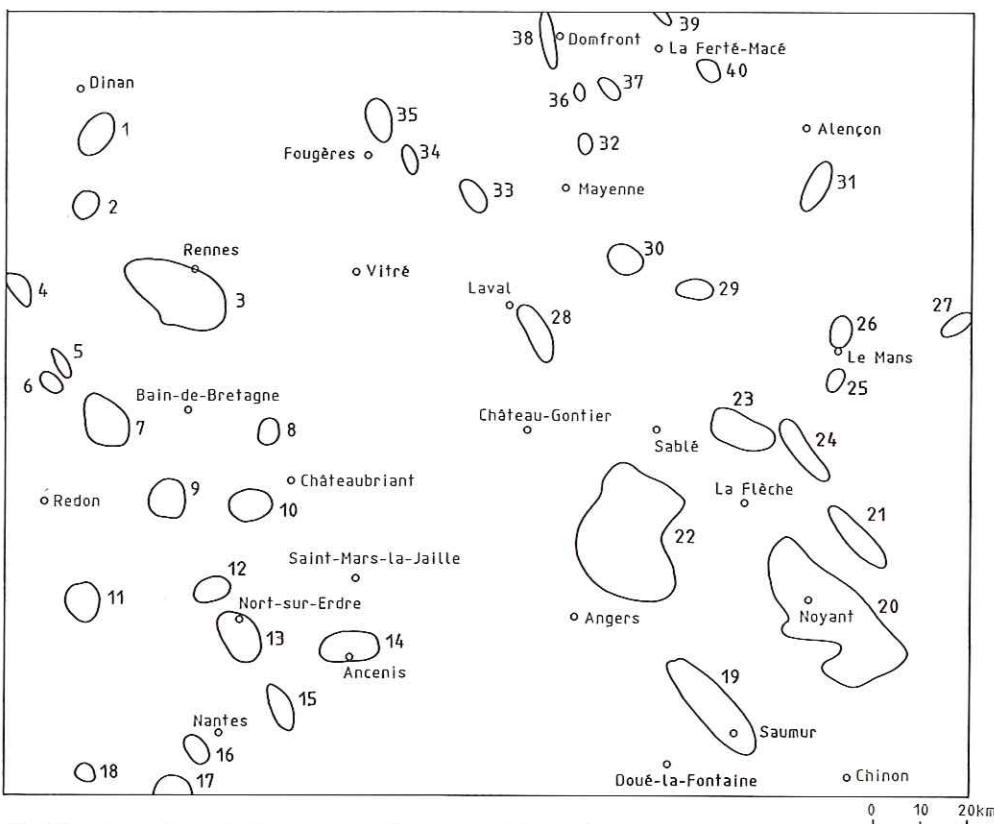


Fig. 22. - Carte des principales anomalies de subsidence (liste dans le texte).
Fig. 22. - Map of the main subsidence anomalies (see text for the list).

9 – *Graben de Langon* (près de Grand-Fougeray)-Bréhain et dépression de Conquereuil (près de Guemené ; feuilles Pipriac et Nozay)

Remplissage paléogène et affaissement des cuirasses ferrugineuses.

10 – *Dépression de Saint-Vincent-des-Landes* (ouest de Moisdon ; feuille Nozay)

Affaissement des cuirasses ferrugineuses.

11 – *Graben de Campbon* (feuille Savenay)

12 – *Graben de Saffré* (feuille Nort-sur-Erdre)
Remplissage paléogène

13 – *Graben de Nort-sur-Erdre* (feuille Nort-sur-Erdre)

Remplissage paléogène ? à pliocène.

14 – *Dépression d'Ancenis* (feuilles Ancenis et Chalonnes)

Pas de remplissage (affaissement de la surface paléogène).

15 – *Grabens de Gobert-Saint-Julien-de-Concelles* (nord-ouest du Loroux-Bottreau) et dépression de Goulaine (feuille Vallet)

Remplissage pliocène et affaissement de la surface paléogène.

16 – *Graben de Cheviré* (feuille Nantes)

Remplissage paléogène (?) à pliocène.

17 – *Bassin de Grand-Lieu* (15 km au sud-ouest de Nantes ; feuille Saint-Phibert-de-Grand-Lieu)

Remplissage paléogène à pliocène.

18 – *Graben de Chéméré* (à mi-chemin entre Pornic et Nantes ; feuille Machecoul).

Remplissage paléogène.

19 – *Bassin du Saumurois* (feuilles Longué et Saumur)

Remplissage paléogène.

20 – *Bassin de Noyant* (feuilles Le Lude et Noyant)
Remplissage paléogène et miocène.

21 – *Bassin de Château-la-Vallière* (feuille Le Lude)
Remplissage paléogène et miocène.

22 – *Bassin de Seiches-sur-le-Loir* (feuilles Le Lion-d'Angers et Baugé)

Remplissage paléogène.

23 – *Anomalie de Malicorne* (feuille La Flèche)

Cette anomalie est partiellement basée sur la présence d'un placage d'Éocène supérieur à basse altitude (+ 45 m) au nord-est de Malicorne. A considérer avec prudence.

24 – *Graben de Mansigné* (près de Pontvallain) (feuille Ecommoy)

Remplissage paléogène.

25 – *Bassin d'Allonnes-Arnage* (feuille Le Mans)
Remplissage paléogène.

26 – *Bassin du Mans* (feuille Le Mans)

Remplissage paléogène.

27 – *Graben de Connerré* (feuilles Laval, Cossé-le-Vivien et Meslay-du-Maine)

Remplissage paléogène.

29 – *Anomalie de Neuville-en-Charnie* (est de Sainte-Suzanne ; feuille de Sillé-le-Guillaume)

Anomalie basée sur l'existence à basse altitude de sables attribués à l'Éocène. Anomalie peu fiable, ces sédiments n'étant pas datés.

30 – *Bassin d'Évron* (feuille Évron)

Remplissage paléogène.

31 – *Graben de Fyé* (feuille Fresnay-sur-Sarthe)

Remplissage paléogène.

32 – *Graben de Chantrigné* (est d'Ambrières-les-Vallées ; feuille Mayenne)

Remplissage paléogène probable (à pliocène possible ?)

33 – *Anomalie d'Ernée* (feuille Ernée)

Pas de remplissage connu ; anomalie basée sur l'affaissement de la surface paléogène dans le prolongement du bassin de Laval.

34 – *Anomalie de Fleurigné* (5 km au sud-est de Fougères ; feuille Fougères)

Mêmes caractéristiques que l'anomalie 33 située dans le prolongement du bassin de Landéan.

35 – *Bassin de Landéan* (feuilles Saint-Hilaire-du-Harcouët et Fougères).

Remplissage paléogène.

36 – *Graben de Céaucé* (feuille Domfront)

Remplissage paléogène

37 – *Anomalie de Rennes-en-Grenouille* (feuille Domfront).

Anomalie peu fiable basée sur l'attribution à l'Éocène de sédiments azoïques.

38 – *Graben de Domfront* (feuille Domfront)

Remplissage paléogène.

39 – *Graben de Saint-Hilaire-de-Briouze* (feuille Argentan)

Remplissage paléogène.

40 – *Bassin de Lignières-Orgères* (près de Gacé) (feuille La Ferté-Macé)

Remplissage paléogène.

5. Calcul des vitesses moyennes apparentes de dénivellation

Remarques préliminaires

Les vitesses apparentes de dénivellation calculées pour des périodes géologiques longues ne peuvent pas être comparées avec les vitesses instantanées qui peuvent être beaucoup plus fortes.

Les calculs de vitesses présentés ci-après ont pour but de fixer les ordres de grandeur plausibles pour les déformations cumulées depuis le début du Tertiaire. Compte tenu des nombreuses approximations inhérentes à la méthode et au manque de données géologiques sur les grabens tertiaires, toute autre utilisation des cartes de vitesses doit être faite avec beaucoup de réserve.

La fourchette d'âges retenue pour la surface paléogène est de 65 Ma à 20 Ma. Ceci nous a conduit à calculer les vitesses pour ces deux hypothèses d'âges. Toute-

fois, on notera qu'il s'agit de vitesses moyennes minimales, puisque dans un certain nombre de cas, le fonctionnement des grabens après 20 Ma est prouvé (grabens à remplissage miocène et pliocène).

Les incertitudes sur les vitesses sont calculées à partir des incertitudes sur dH.

Calcul des vitesses moyennes apparentes pour un âge de la surface paléogène fixé à 65 Ma (début du Tertiaire)

La carte des vitesses de la figure 23, exprimée en mm/an, a été calculée par la formule suivante :

$$V_{65} = \frac{dH \times 1\,000}{65\,000\,000}$$

V_{65} : vitesse pour un âge de 65 Ma (en mm/an)

dH : dénivellation de la surface paléogène en m (fig. 21) (état initial-état final)

L'incertitude sur V_{65} est de $\pm 5.10^{-4}$ mm/an.

Les vitesses moyennes apparentes maximales sont de 7.10^{-3} mm/an pour le graben de Rennes, et de 5.10^{-3} mm/an pour celui de Saffré. Pour les autres grabens et bassins, les vitesses apparentes sont comprises entre 5.10^{-4} et 3.10^{-3} mm/an.

En dehors des zones de bassins reconnus, les vitesses restent inférieures à 5.10^{-4} mm/an, c'est-à-dire au seuil de détection de la méthode.

Calcul des vitesses moyennes apparentes pour un âge de la surface paléogène fixé à 20 Ma (Miocène inférieur) (fig. 24)

Cette carte a été calculée par la formule suivante :

$$V_{20} = \frac{dH \times 1\,000}{20\,000\,000}$$

L'incertitude sur V_{20} est de $1.5.10^{-3}$ mm/an.

Les vitesses moyennes apparentes sont de $2.3.10^{-2}$ mm/an (graben de Rennes) et 2.10^{-2} mm/an (graben de Saffré). Pour les autres bassins et grabens, les vitesses apparentes varient entre 1.10^{-3} et 8.10^{-3} mm/an.

On notera un vaste pôle de subsidence centré au nord-est d'Angers.

L'examen de la carte avec en superposition les discontinuités tectoniques montre le rôle d'un certain nombre d'accidents. Ainsi le compartiment de Bretagne centrale situé entre la faille de Châteaubriant — Saint-Mars-la-Jaille et la faille de l'Oudon paraît stable (vitesses apparentes inférieures au seuil de détection). Il est encadré à l'est et à l'ouest par des zones affaissées (vitesses apparentes comprises entre 1.10^{-3} et 2.10^{-3} mm/an).

Approche de la composante verticale régionale de la déformation finie (déformations de grande longueur d'onde)

En faisant l'hypothèse que les surfaces d'érosion continentale sous climat tropical avaient atteint l'équilibre (cas probable de la surface précénomaniennne et

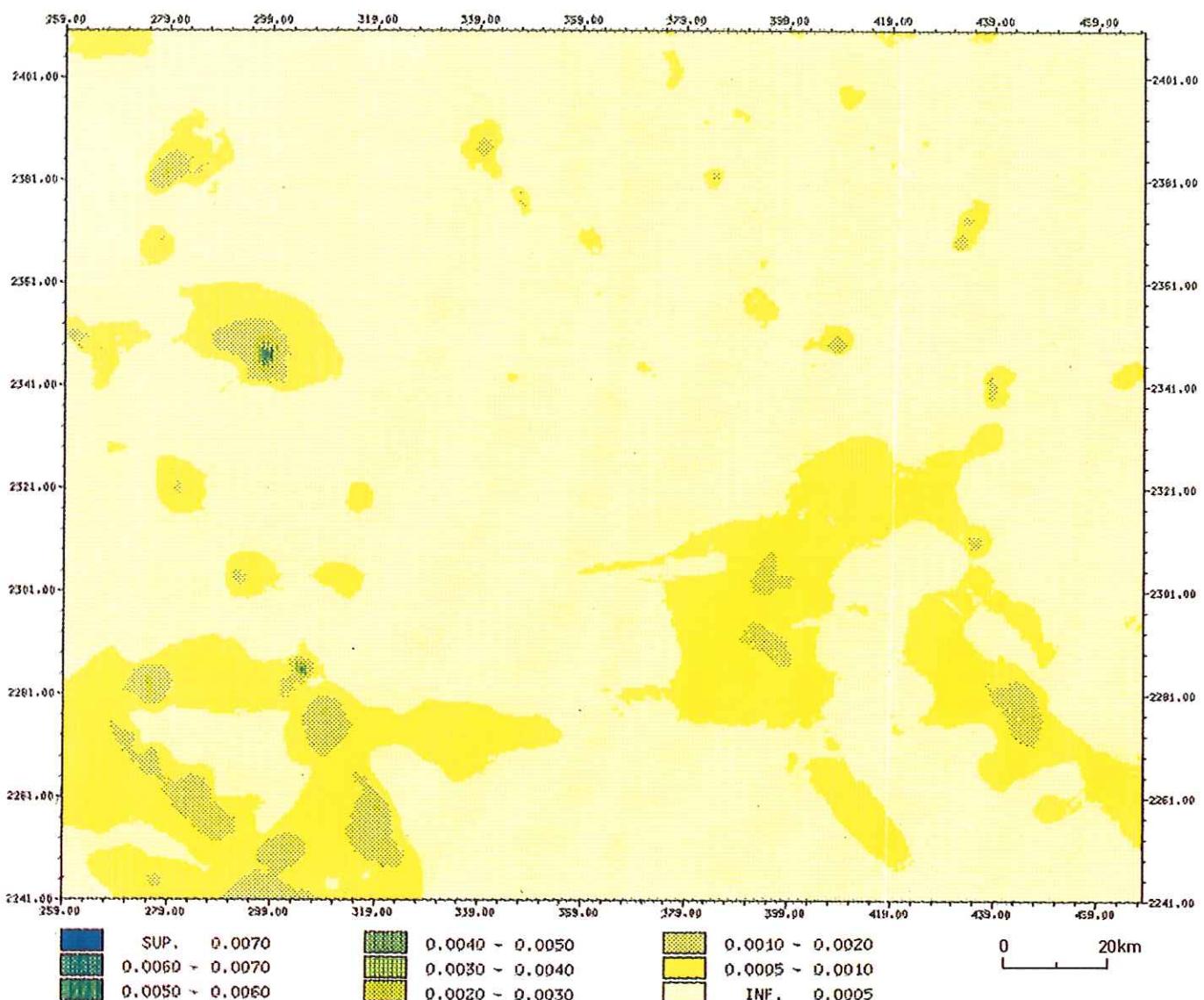


Fig. 23. - Vitesses moyennes apparentes de dénivellation pour un âge de la surface paléogène fixé à 65 Ma. (Déformation s'étalant entre 65 Ma et l'Actuel). Unité : mm/an ; incertitude : $\pm 5.10^{-4}$ mm/an.

Fig. 23. - Apparent average rates of level change for a Paleogene surface of 65 Ma. (Deformation extending from 65 Ma to present day). Unit = mm/year; confidence level = $\pm 5.10^{-4}$ mm/year.

de la surface paléogène) nous pouvons comparer leur altitude actuelle avec celle des paléoniveaux marins contemporains d'après la courbe de P.R. Vail (Vail *et al.*, 1977, 1979 ; Haq *et al.*, 1988). Cette approche va nous permettre d'appréhender les valeurs de la composante verticale régionale de la déformation finie.

N.B. : B.U. Haq *et al.* (1987 et 1988) ne donnent pas d'indication sur la précision des altitudes de leur courbe. Quelques contrôles effectués sur des formations géologiques datées (Crétacé et Tertiaire du bassin de Paris) en dehors des zones de déformation connues, montrent une bonne concordance entre les faits de terrain et la courbe de Vail à ± 10 m près environ. Nous retiendrons provisoirement ce chiffre de ± 10 m comme valeur de l'incertitude sur la détermination de l'altitude des paléoniveaux marins.

1. Surface précénomanienne

Cette surface d'érosion continentale tronque le Portlandien marin et est scellée par le Cénomanien

marin. Elle s'est donc élaborée pendant le Crétacé inférieur. La courbe de Vail (fig. 25) nous montre que le niveau marin pendant cette période se trouvait entre + 150 et + 200 m NGF par rapport au référentiel actuel.

Les données de terrain permettent de situer vers + 160 m à + 200 m NGF l'altitude actuelle des replats correspondant à la surface continentale précénomanienne. Aux incertitudes près, la disposition actuelle de cette surface apparaît donc identique à ce qu'elle était au Crétacé inférieur, puisque si le niveau marin montait à + 160 m, la surface précénomanienne dans sa configuration actuelle serait en équilibre avec le niveau de base général.

Les secteurs où la surface précénomanienne est conservée à ces altitudes (+ 160 à + 200 m) sont les Alpes mancelles, les Coëvrons, le massif de Fougères, et plus au sud le seuil du Poitou (Parthenay). Ces zones peuvent donc être considérées comme des référentiels actuellement dans le même état d'équilibre qu'au Crétacé inférieur.

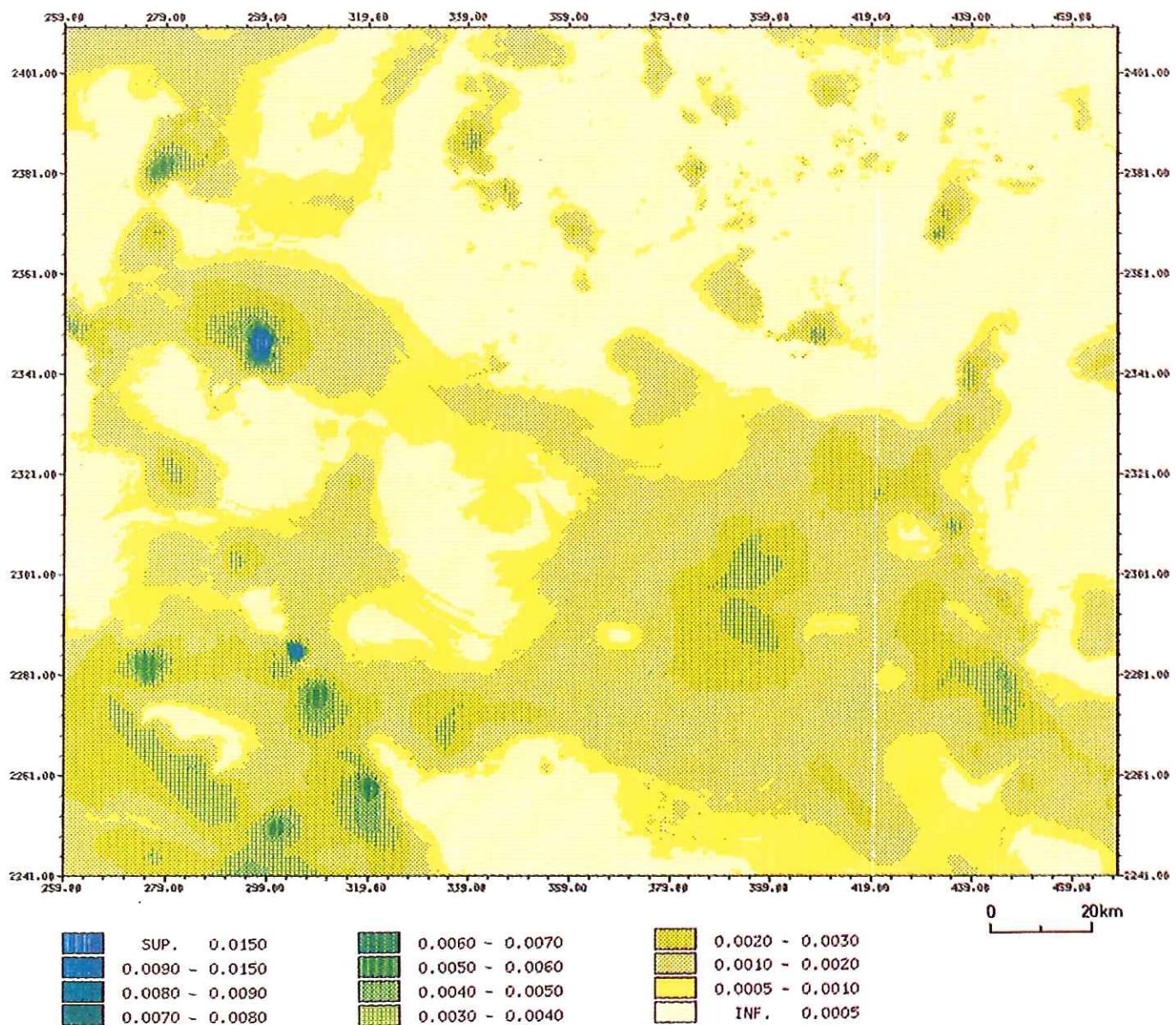


Fig. 24. - Vitesses moyennes apparentes de dénivellation pour un âge de la surface paléogène fixé à 20 Ma. (Déformation s'étalant entre 20 Ma et l'Actuel). Unité : mm/an ; incertitude : $\pm 1.5 \cdot 10^{-3}$ mm/an.

Fig. 24. - Apparent average rates of level change for a Paleogene surface of 20 Ma. (Deformation extending from 20 Ma to present day). Unit = mm/year; confidence level = $\pm 1.5 \cdot 10^{-3}$ mm/year.

2. Surface paléogène

Cette surface d'érosion continentale que l'on peut considérer comme ayant atteint l'équilibre compte tenu de sa planéité et des formations résiduelles qu'elle porte, s'est élaborée entre la fin du Campanien et la fin du Miocène inférieur (transgression helvétique).

Pendant cette même période, le niveau marin était compris entre + 200 et + 220 m (par rapport au référentiel actuel) jusqu'à l'Oligocène inférieur. La surface paléogène se trouvait donc alors au-dessus de cette altitude, soit vers 220 à 250 m par rapport au référentiel actuel.

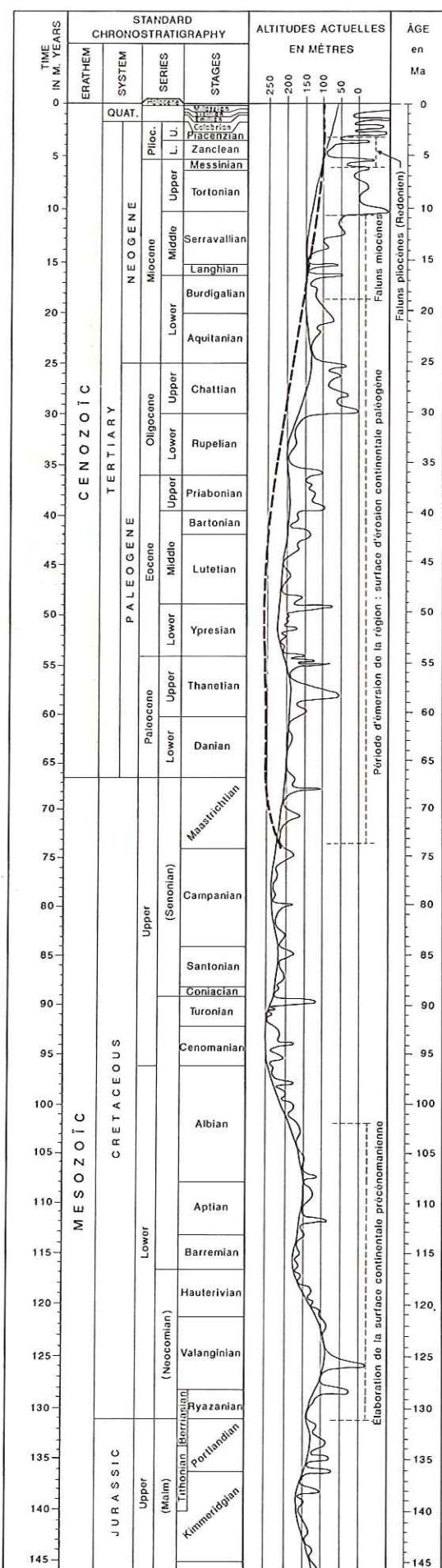
Actuellement, cette même surface se trouve aux environs de + 100 m au centre de la région étudiée (Bretagne centrale). Elle s'est donc affaissée d'environ

120 à 150 m par rapport à son altitude initiale. Les faciès marins éocènes existant dans la région nantaise (angle sud-ouest de la zone étudiée) sont, par rapport à la carte de l'état initial de la surface paléogène (fig. 17 et 18) à des cotes inférieures ou égales à + 80 m ; par rapport au niveau marin contemporain (+ 210 à + 220 m), on obtient une différence de 130 à 140 m qui est comparable à celle trouvée ci-dessus.

3. Situation au Miocène et au Pliocène

Les premiers dépôts marins scellant la surface d'érosion continentale paléogène sont rapportés à la fin du Miocène inférieur (fin du Burdigalien) et au Miocène moyen (Langhien-Serravallien = « Helvétien »).

Le niveau marin à cette époque se trouvait aux environs de + 140 m. L'altitude maximale actuelle des



dépôts marins miocènes est de 115 m dans le Poitou (Mirebeau), altitude inférieure de 25 m à celle du paléoniveau marin.

En Anjou et en Bretagne orientale, l'altitude la plus élevée des faluns miocènes est de + 70 m (cartes Le Lion-d'Angers et Châteaubriant). Au nord-est de Châteaubriant existe, vers + 97 m, du « Mio-Pliocène » marin dont l'âge exact est mal caractérisé. Or dans cette région, la surface continentale paléogène se trouve vers + 100 m. Compte tenu du paléoniveau marin à + 140 m à l'Helvétien, on pourrait s'attendre à trouver des dépôts marins miocènes conservés dans toute cette région sur la surface paléogène, et jusqu'au pied des reliefs résiduels de la région de Mayenne, ce qui n'est pas le cas. Il est donc possible que la surface éocène n'était pas encore redescendue à cette époque dans sa position actuelle.

Au Pliocène, le niveau marin se situait vers + 80 m par rapport au référentiel actuel. L'altitude maximale observée dans la région étudiée pour les dépôts pliocènes marins datés est de + 90 m (carte Chemillé). Aux imprécisions près, cette cote est compatible avec le paléoniveau marin pliocène.

La surface paléogène était donc probablement à cette époque assez proche de son niveau actuel.

4. Situation au Pléistocène

L'examen des premières étapes de mise en place du réseau hydrographique quaternaire en Anjou et Maine fait apparaître un changement des cours de la Sarthe et de la Mayenne (fig. 26) au Pléistocène qu'il convient de discuter dans le cadre d'une réflexion sur la néotectonique.

— **Un ancien cours de la Sarthe** existe entre Malicorne et Durtal. Il est souligné par des alluvions anciennes périglaciaires notées Fs sur la carte géologique à 1/50 000 La Flèche et attribuées au Pléistocène. Ces alluvions sont conservées en buttes-témoins très marquées (+ 60 à + 70 m) nettement visibles sur l'image des altitudes à 1/1 000 000 (fig. 7). A partir du niveau de terrasses Fv et Fw (Pléistocène), la Sarthe a suivi approximativement le cours actuel, décalé vers l'ouest d'une dizaine de kilomètres par rapport au cours ancien.

— **Un ancien cours de la Mayenne** existe entre Laval et Sablé. Il est souligné par une traînée de sables, gravières et cailloutis notés P sur la carte géologique à

Fig. 25. - Courbe de variation du niveau marin depuis le Crétacé (d'après Haq *et al.*, 1988), et évaluation de la composante verticale de la déformation régionale. En tireté épais : altitude approximative de la courbe + 100 m actuelle au cours du Paléogène et du Néogène.

*Fig. 25. - Sea level variation curve since the Cretaceous (after Haq *et al.*, 1988), and evaluation of the vertical component of regional deformation. Thick dotted line = approximate altitude of the curve + 100 m present during the Paleogene and Neogene.*

1/50 000 Meslay-du-Maine, et légèrement encaissé par rapport aux plateaux environnants. Une synthèse récente des « Sables rouges » de cette région (Fleury *et al.*, 1989) interprète ces sables et graviers comme des alluvions périglaciaires s'écoulant du nord-ouest au sud-est, mises en place à la fin du Pliocène ou au Pléistocène inférieur. C'est après cet épisode, au cours du Pléistocène, que la Mayenne a emprunté son cours actuel, de direction nord-sud, entre Laval et Angers, soit une rotation de 45° vers le sud de la direction d'écoulement.

Le déplacement de ces deux cours d'eau suggère un gauchissement vers l'ouest de la surface topographique pré-quaternaire, impliquant un abaissement de la partie « cristalline » de la région par rapport à la bordure sédimentaire du bassin de Paris. Un tel gauchissement est conforme à un schéma de détumescence du bombardement tertiaire armoricain qui se prolongerait encore au Quaternaire ancien. La région de Sablé pourrait se trouver approximativement dans une zone-charnière de cette déformation souple : en effet, la surface continentale paléogène, située à moins de 100 m d'altitude sur les plateaux paléozoïques à l'ouest de Sablé, se retrouve à des altitudes comprises entre + 150 et + 200 m à 60 km plus à l'est (cartes à 1/50 000 La Ferté-Saint-Bernard, Bouloire, La Chartre-sur-le-Loir). Le gradient de déformation est ici relativement fort.

5. Conclusion : hypothèse d'un bombardement régional paléogène

Le raisonnement qui vient d'être développé nous amène à conclure que :

- le référentiel altimétrique actuel est compatible avec la position des terres et des mers au Crétacé inférieur, c'est-à-dire que la croûte terrestre est dans le même état d'équilibre ;
- un exhaussement de l'ensemble de la région étudiée a dû se produire vers la fin du Crétacé supérieur ou au début du Tertiaire. Cet exhaussement est de l'ordre de 120 à 150 m ; il est très supérieur à l'incertitude sur l'altitude des paléoniveaux marins (± 10 m) additionnée aux incertitudes sur les reconstitutions de la surface paléogène (± 10 m et ± 20 m), et peut donc être considéré comme significatif ;
- l'équilibre initial n'était probablement pas complètement retrouvé en Bretagne centrale au Miocène moyen (+ 30 à + 40 m possible par rapport à l'Actuel), mais il l'était vraisemblablement au tout début du Quaternaire, après la modification du tracé de la Sarthe et de la Mayenne au Pléistocène.

L'évolution de la composante verticale de la déformation régionale depuis le Paléogène jusqu'à l'Actuel est illustrée par la courbe en tireté de la figure 25.

6. Vraisemblance géologique et implications géodynamiques

La comparaison de l'histoire géologique du bassin de Paris et de celle du Massif armoricain au Tertiaire nous permet de tester la vraisemblance du bombardement proposé :

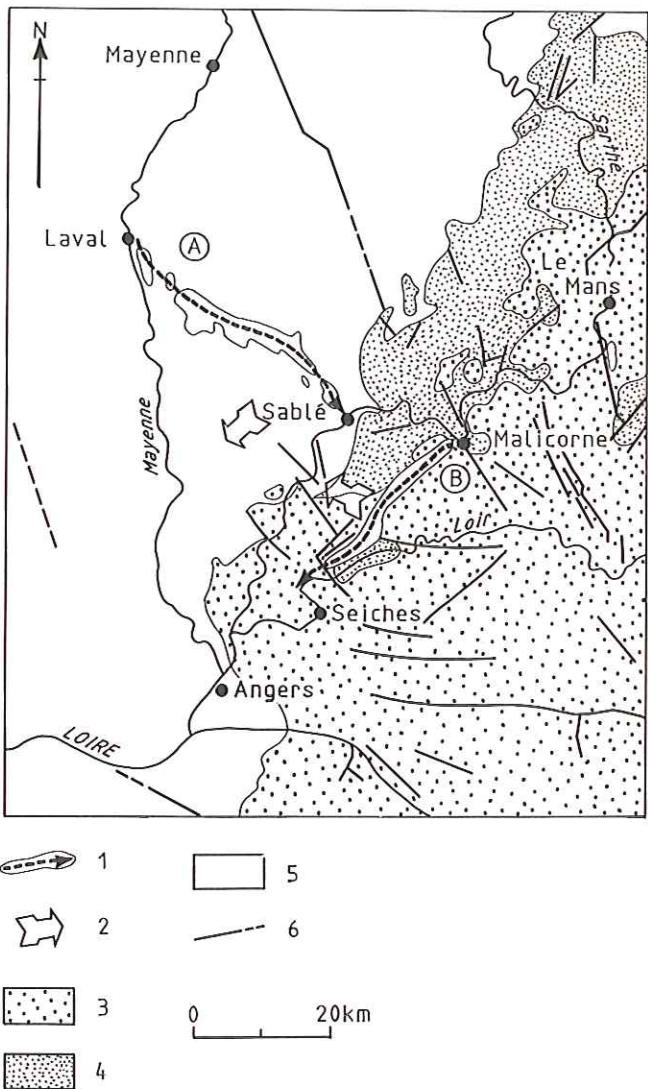


Fig. 26. - Déviation vers l'ouest de la paléo-Mayenne et de la paléo-Sarthe au Pléistocène.
1 : ancien cours, d'âge pléistocène ancien. A - de la Mayenne ; B - de la Sarthe, et sédiments associés ; 2 : sens de migration des cours de la Mayenne et de la Sarthe ; 3 : Crétacé et Tertiaire ; 4 : Jurassique ; 5 : socle hercynien ; 6 : failles.

Fig. 26. - Westward displacement of the paleo-Mayenne and paleo-Sarthe during the Pleistocene.

1. Early Pleistocene course. A. of the Mayenne, B. of the Sarthe and associated sediments; 2. Migration direction of the Mayenne and the Sarthe; 3. Cretaceous and Tertiary; 4. Jurassic; 5. Hercynian basement; 6. Faults.

— la surface paléogène actuellement à + 100 m en Bretagne est restée émergée pendant tout le Paléogène ;

— au même moment, au centre du bassin de Paris se développait une sédimentation marine. Les dépôts marins de cette époque se trouvent à des altitudes comprises entre 0 et + 200 m, beaucoup se trouvant entre + 100 et + 200 m.

Il y a donc incompatibilité entre l'évolution de ces deux zones si l'on n'admet pas soit un affaissement de la Bretagne, soit un soulèvement équivalent du centre du bassin de Paris depuis le Paléogène.

Cette remarque paraît conforter l'idée d'un bombardement du Massif armoricain au Tertiaire.

Sur le plan géodynamique, un tel bombement ne paraît pas invraisemblable dans le contexte d'une tectonique distensive active de type cassant générant de nombreux grabens dont certains atteignent des profondeurs notables (300 à 400 m). En effet, la plupart des grands grabens récents associés à un rift ou un proto-rift connus dans le monde sont associés à un large bombardement lithosphérique.

A titre de comparaison, nous donnons dans le tableau I les valeurs du bombardement du sol et de la profondeur des grabens associés pour le Massif central et pour l'ensemble des Vosges/Alsace.

Le rapport bombardement du sol/profondeur des grabens, compris entre 0,32 et 0,37 pour la Bretagne centrale au Paléogène, est très voisin de ceux obtenus pour l'Alsace (0,35) et la limagne d'Allier (0,32). Ceci suggère que le bombardement du Massif armoricain au Paléogène et les grabens contemporains pourraient résulter tous les deux d'un phénomène géodynamique comparable à celui ayant généré les systèmes distensifs d'Alsace et du Massif central. Mais dans le cas de la Bretagne, le bombardement aurait été faible et le stade volcanique n'aurait pas été atteint.

Le bombardement pourrait avoir été initié par le rapprochement des plaques Eurasie et Ibérie à la fin du Crétacé, ce rapprochement créant dans l'avant-pays de la plaque Eurasie des ondulations de grand rayon de courbure. Les grabens éocènes et oligocènes de Bretagne centrale pourraient correspondre, dans un tel contexte, à des distensions localisées au sommet des zones ainsi soulevées.

Conclusions générales

L'étude morphostructurale régionale basée sur la modélisation de la surface continentale paléogène a permis d'obtenir deux types d'informations :

- des valeurs de la composante verticale locale de la déformation finie, correspondant aux mouvements relatifs entre blocs voisins ;
- des valeurs de la composante verticale régionale de la déformation verticale finie.

Les deux composantes locale et régionale doivent être additionnées pour obtenir la déformation verticale finie.

De ces deux composantes, seule la composante locale a pu être régionalisée et donner lieu au calcul de cartes de déformation et de vitesses de dénivellation apparentes de bloc à bloc.

1. Composante verticale locale de la déformation finie et cartes de vitesses

Les valeurs maximales de la composante locale de dénivellation de la surface paléogène sont généralement de 120 à 150 m, avec des valeurs extrêmes de 330 et 400 à 500 m pour les grabens de Saffré et de Rennes.

	Massif central (limagne d'Allier) (carte géologique à 1/50 000 Clermont-Ferrand)	Vosges/Alsace (Von Eller, <i>in</i> : Debeltas, 1974, p. 63)	Bretagne centrale au Paléogène
Bombement de la surface initiale*	800 m (plateau des Puy)	1 200 m (Vosges)	130 à 150 m
Profondeurs des grabens*	2 500 m (Riom)	3 400 m (Mannheim)	400 m (Rennes)
Rapport bombement profondeur	0,32	0,35	0,32 à 0,37

*par rapport au 0 marin. Tableau I

En dehors des zones de bassins et de grabens, la composante locale de dénivellation est en général inférieure à 30 m, chiffre qui correspond approximativement à la valeur de l'incertitude sur la dénivellation.

En concentrant toute la déformation après 20 Ma (Miocène inférieur), on obtient des vitesses apparentes d'affaissement de 1.10^{-3} à 8.10^{-3} mm/an, avec des valeurs extrêmes de 2.10^{-2} mm/an pour les grabens les plus profonds (Saffré).

Rappelons que ces valeurs correspondent à des *vitesses moyennes apparentes* et qu'elles ne tiennent pas compte du caractère discontinu des déformations ; elles ont été calculées aux seules fins de comparaison avec des phénomènes géodynamiques connus s'étendant sur des durées similaires, ainsi que pour fixer les ordres de grandeurs plausibles.

Ainsi, si l'on rapportait, cas le plus pénalisant, toute la déformation observée entre 2 Ma et l'Actuel (c'est-à-dire approximativement au Quaternaire), les valeurs obtenues ne seraient augmentées que d'un ordre de grandeur : vitesse d'affaissement de 1.10^{-2} à 8.10^{-2} mm/an avec valeurs extrêmes de 2.10^{-1} mm/an pour les grabens les plus profonds (Saffré). Une telle hypothèse n'est pas plausible puisque l'on ne connaît pas de surépaisseur notable de sédiments quaternaires dans ces grabens, l'essentiel de la subsidence pouvant être rapporté à l'Éocène supérieur et à l'Oligocène.

2. Composante verticale régionale de la déformation finie

La comparaison de la géométrie des paléosurfaces et de la répartition des faciès continentaux et marins depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'Actuel nous conduit à proposer l'hypothèse d'un bombardement régional de 120 à 150 m vers la limite Crétacé/Tertiaire.

Le bombardement n'était probablement que partiellement résorbé au Miocène moyen, mais il l'est sans doute complètement depuis le Pléistocène.

Un tel bombardement pourrait être mis en relation avec des ondulations lithosphériques à grand rayon de courbure initiées dans l'avant-pays de la plaque Eurasie lors du rapprochement Eurasie/Ibérie vers la limite Crétacé/Tertiaire.

Remerciements

L'auteur remercie l'Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs (ANDRA) d'avoir autorisé la publication de ces résultats, de même que :

— Alain Colleau et Marc Urvois (BRGM, SGN/CSG), pour leur aide lors du traitement des images numériques,

- Liliane Denis (BRGM, SGN/GEO) et Jérôme Goyallon (BRGM, SGN/CSG) pour la digitalisation des documents cartographiques,
- Pol Guennoc et Jackie Fourniguet (BRGM, SGN/GEO) pour la critique du manuscrit,
- Marinus Kluyver pour la version anglaise du résumé.

Références bibliographiques

- COURBOULEIX S., BREBION P., BUGE E., CHAIX C., COLLEU B., ESTÉOULE-CHOIX J., FARJANEL G., GRUET M., LAURIAT-RAGE A., LIMASSET O., MARGEREL J.-P., MOGUEDET G., POUT D., TRAUTH N. (1989). - Le Miocène et le Redonien d'Anjou (Maine-et-Loire). Étude sédimentologique et paléontologique de sondages à Genneteil, Sceaux-d'Anjou et Freigné. *Géologie de la France*, n° 1/2, pp. 191-214.
- DEBELMAS J. (1974). - Géologie de la France. Doin éd., 2 t.
- DURAND S. (1960). - Le Tertiaire de Bretagne. Étude stratigraphique sédimentaire et tectonique. *Mém. Soc. géol. min. de Bretagne*, 12, 389 p.
- ESTÉOULE-CHOIX J. (1967). - Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. géol. min. de Bretagne*, t. XIV, 319 p.
- FLAGEOLLET J.-C. (1977). - Origine des reliefs, altérations et formations superficielles : contribution à l'étude géomorphologique des massifs anciens cristallins. Thèse d'État, Sciences de la Terre, Mémoires, n° 35.
- FLEURY L., CLÉMENT J.-P., MÉNILLET F., MOGUEDET G., VINCHON G., FARJANEL G. (1989). - Les sables rouges et graviers des plateaux et des karsts du Maine méridional. Étude sédimentologique. *Géologie de la France*, n° 1/2, 1989, pp. 257-277.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1988). - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In « Sea-Level Changes. An Integrated Approach », *Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, n° 42, pp. 71-108.
- JAEGER J.L. (1967). - Un alignement d'anomalies légères coïncidant avec des bassins tertiaires en Bretagne. *Mém. BRGM*, n° 52, pp. 91-102.
- JAEGER J.L., CORPEL J. (1967). - Étude de l'anomalie gravimétrique légère en relation avec le bassin tertiaire de Rennes. *Mém. BRGM*, n° 52, pp. 103-129.
- KLEIN C. (1973). - Massif armoricain et Bassin parisien. Thèse d'État, Géographie physique, Strasbourg.
- POIRIER L. (1935). - Essai sur la morphologie de l'Anjou méridional (Mauges et Saumurois). *Ann. Géogr.*, 44, pp. 474-491.
- SELLIER D. (1985). - Les versants du Pays nantais ; étude géomorphologique. Thèse d'État, institut de Géographie, Nantes, 506 p.
- STEINBERG M. (1967). - Contribution à l'étude des formations continentales du Poitou. Thèse doct. d'État, université de Paris, 415 p.
- THIRY M. (1981). - Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les Argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Thèse doct. d'État, université Louis-Pasteur, Strasbourg. Sciences géologiques, mémoires, n° 64, 173 p.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr, THOMPSON S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part. 4 : Global cycles of relatives changes of sea level. In : « Seismic stratigraphy, applications to hydrocarbon exploration », ed. by C.E. Payton, publ. by The American Association of Petroleum Geologists. *Mém.* n° 26, pp. 83-97.
- VAIL P.R., HARDENBOL J. (1979). - Sea level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22 (3), pp. 71-80.
- VIGNERESSE J.L. (1988). - La fracturation post-hercynienne du Massif armoricain d'après les données géophysiques. *Géologie de la France*, 4, 1988, pp. 3-10.
- WYNS R. (1991). - L'utilisation des paléosurfaces continentales en cartographie thématique probabiliste. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 1-10 (ce volume).